

## Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México

**Elisa Fitz-Díaz<sup>1</sup>, Gustavo Tolson<sup>2,\*</sup>, Antoni Camprubí<sup>3</sup>,  
Marco A. Rubio-Ramos<sup>1</sup> y Rosa María Prol-Ledesma<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM),  
Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, 04510 México, D. F.

<sup>2</sup> Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM),  
Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, 04510 México, D. F.

<sup>3</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM),  
Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, 04510 México, D. F.

<sup>4</sup> Departamento de Recursos Naturales, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM),  
Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, 04510 México, D. F.

\* [tolson@servidor.unam.mx](mailto:tolson@servidor.unam.mx)

### RESUMEN

En el área de Valle de Bravo, Estado de México, afloran dos ensambles de rocas cretácicas con metamorfismo de muy bajo grado: (1) rocas metasedimentarias (EMS), y (2) rocas metavolcánicas (EMV). Estas unidades forman parte de la secuencia mesozoica volcanosedimentaria metamorfozada de Ixtapan de la Sal – Teloapán. La historia de deformación en la zona está definida por tres eventos de acortamiento subhorizontales ( $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ ), que coinciden en rumbo NE-SW, pero con direcciones alternadas de transporte tectónico.  $D_1$  tiene una vergencia general hacia  $043^\circ$ ,  $D_2$  hacia  $218^\circ$  y  $D_3$  hacia  $045^\circ$ . Estos tres eventos han sido identificados en diversas localidades de los estados de Guerrero y Michoacán, representando importantes fenómenos de deformación a escala regional.

$D_1$  muestra deformación dúctil a escala de grano, mientras que  $D_2$  es dúctil-quebradizo y  $D_3$  es netamente quebradizo. Mediante el análisis de microestructuras en lámina delgada, a escala de afloramiento y con la determinación cuantitativo-comparativa de vetas mediante análisis de imágenes, se propone que  $D_1$  representa el pico metamórfico y deformacional y que  $D_2$  y  $D_3$  ocurrieron durante la exhumación de las rocas. Asociadas a los eventos  $D_1$  y  $D_2$ , se desarrollaron dos generaciones de vetas,  $V_1$  y  $V_2$ , cuya abundancia depende del grado de penetratividad de la deformación; es decir, de los fenómenos de deformación a escala microscópica (principalmente disolución por presión/reprecipitación) que movilizan material soluble que se deposita en forma de vetas en etapas tardías de la deformación.

Adicionalmente a las vetas  $V_1$  y  $V_2$ , se identificó también un sistema de vetas tardías ( $V_3$ ) asociadas a fallas normales que cortan estructuras  $D_3$ . Análisis petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo y calcita se realizaron en las tres generaciones de vetas en un área de  $15 \text{ km}^2$  en el EMS. Las temperaturas de homogeneización obtenidas fueron, en promedio, de  $250^\circ\text{C}$  para  $V_1$ , entre  $167$  y  $202^\circ\text{C}$  para  $V_2$ , y  $220^\circ\text{C}$  para  $V_3$ . Las correspondientes salinidades aparentes obtenidas fueron, en promedio, de entre  $6.1$  y  $7.4$  ( $V_1$ ),  $5.2$  ( $V_2$ ), y  $2.6$  y  $4.6$  ( $V_3$ ) % en peso de NaCl equivalente. Los datos obtenidos en las vetas están de acuerdo con una exhumación progresiva de las rocas del área de estudio, ya que tanto las temperaturas de homogeneización como las salinidades asociadas a deformación son menores en  $V_2$  que en  $V_1$ . Mientras que las temperaturas de  $V_3$  indican que fluidos relativamente más calientes circularon a lo largo de fallas normales posteriormente a  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ .

*Palabras clave:* pliegues, deformación, vetas, microtermometría, exhumación, Cretácico, Valle de Bravo, México.

## ABSTRACT

*In the Valle de Bravo area, central Mexico, two assemblages of cretaceous rocks are exposed. Both units present very low grade metamorphism: (1) a meta-sedimentary rock assemblage (EMS), and (2) a meta-volcanic rock assemblage (EMV). These rocks are part of the Ixtapan de la Sal – Teloloapan volcano-sedimentary metamorphosed Mesozoic sequence. The history of deformation of the two assemblages is represented by three sub-horizontal shortening events ( $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ ), that display similar NE-SW orientation, but alternating tectonic transport direction.  $D_1$  has a general vergence toward  $043^\circ$ , whereas  $D_2$  toward  $218^\circ$ , and  $D_3$  toward  $045^\circ$ . The three events have been recognized in different localities in Guerrero and Michoacan states, and they represent important shortening episodes at regional scale.*

*Event  $D_1$  exhibits ductile deformation at grain scale, while  $D_2$  is brittle-ductile, and  $D_3$  presents strictly brittle characteristics. We propose that  $D_1$  is the peak metamorphic/deformational event and that  $D_2$  and  $D_3$  occurred during exhumation of the rocks. During  $D_1$  and  $D_2$ , two generations of veins ( $V_1$  and  $V_2$ , respectively) were developed. Abundance of the veins has been related directly to the penetrativity of deformation; which suggests that the mobilization of soluble material (mainly by pressure-solution/re-precipitation) was the effective mechanism of deformation at the microscopic scale. This soluble material was deposited in veins in later stages of the deformation event and was more intense during  $D_1$ . This is demonstrated by the analysis of microstructures in thin section, by outcrop observations and by the comparative-quantitative determination of density of veins through image analysis.*

*In addition to the earlier  $V_1$  and  $V_2$  veins, late veins ( $V_3$ ) were also identified, and are associated dominantly to normal faults that cut  $D_3$  structures. Petrography and microthermometric analyses on fluid inclusions were done on quartz and calcite crystals of the three generations of veins in a  $15 \text{ km}^2$  area in the EMS. The average homogenization temperatures were:  $250^\circ\text{C}$  for  $V_1$ , between  $167$  and  $202^\circ\text{C}$  for  $V_2$  and  $220^\circ\text{C}$  for  $V_3$ . Corresponding salinities obtained were: between  $6.1$  y  $7.4$  ( $V_1$ ),  $5.2$  ( $V_2$ ), and between  $2.6$  and  $4.6$  ( $V_3$ ) (weight % of NaCl equivalent). The data obtained in  $V_1$  and  $V_2$  are in agreement with a progressive exhumation of the rocks in the studied area, while the temperatures measured in  $V_3$  indicate that hotter fluids circulated along normal faults and associated vertical fractures after  $D_3$ .*

*Key words: folds, deformation, veins, microthermometry, exhumation, Cretaceous, Valle de Bravo, Mexico.*

## INTRODUCCIÓN

La asociación de vetas con estructuras geológicas tales como pliegues y cabalgaduras ha sido reconocida y documentada desde hace varias décadas (Ramsay, 1967; Hudleston, 1989; Fisher y Brantley, 1992; Cosgrove, 1993; Jessell *et al.*, 1994; Passchier, 2001), siendo una evidencia clara del importante papel que juegan los fluidos durante su desarrollo a diferentes escalas (Hubbert y Rubey, 1959; Durney, 1972; Sibson *et al.*, 1975; Chapple, 1978; Fyfe y Kerrich, 1985). Las vetas son estructuras muy sensibles a los cambios de orientación de los ejes de extensión durante los procesos de deformación progresiva (Gamond, 1983; Fisher y Brantley, 1992; Bons, 2000). A través del análisis cualitativo detallado en su relación geométrica-cinématica con la estructura que la contiene, de su fábrica interna, y de las relaciones de corte con otras estructuras (*e. g.*, foliación, otras generaciones de vetas) se puede descifrar la historia de deformación a que fueron sometidas las rocas. El enorme potencial que tienen las vetas para hacer estimaciones de las condiciones térmicas de la deformación también se ha reconocido, ya sea a través de análisis microtermométricos en inclusiones fluidas de los minerales que las conforman (Foreman y Dunne, 1991; Crawford, 1992; Hodgkins y Stewart, 1994; Meere, 1995; Boullier, 1998; Crispini y Frezzotti, 1998; Kenis *et al.*, 2000; Touret, 2001), o bien, mediante el análisis de isótopos estables de estos minerales

(Rye y Bradbury, 1988; Kenis *et al.*, 2000), considerando la premisa de que las vetas se comportan como sistemas cerrados después de su emplazamiento. En vista de lo anterior, la combinación adecuada de análisis cualitativos y cuantitativos en vetas asociadas con estructuras de acortamiento permite caracterizar no sólo la evolución tectónica, sino también la historia térmica del volumen rocoso durante la deformación progresiva a que fueron sometidas.

En el área de estudio afloran rocas polideformadas y metamorfizadas en condiciones de muy bajo grado (Fries, 1960; Campa-Uranga *et al.*, 1974; Campa-Uranga *et al.*, 1977; Ortega-Gutiérrez, 1981; Sánchez-Zavala, 1993; Elías-Herrera, 1993a, 1993b; Elías-Herrera, 2004), con un excelente grado de exposición y abundantes vetas, entorno idóneo para este tipo de análisis. El objetivo del presente trabajo es presentar de manera integrada datos estructurales, petrológicos y microtermométricos que permitan la interpretación de la historia de deformación de las rocas del área de estudio en términos de un pico metamórfico seguido de una exhumación progresiva.

## MARCO GEOLÓGICO

Las rocas más antiguas del área, en las cuales se realizó el presente estudio estructural detallado, corresponden

a los ensambles de rocas metasedimentarias (EMS) y de rocas metavolcánicas (EMV). El primero está compuesto por filita calcárea intercalada con caliza, además de filita con sericita+calcita+cuarzo±clorita, filita carbonosa con láminas de sulfuros, metagrauvaca volcánica, y algunos cuerpos de caliza bioclástica, con fragmentos de corales, pelecípodos y gasterópodos que han sido asociados por su composición predominantemente calcárea a facies sedimentarias de talud de plataforma (Sánchez-Zavala, 1993). El EMV está formado por lava andesítico-basáltica y depósitos volcánicos asociados, cuerpos de pedernal intercalados con radiolarita, limolita y arenisca de grano fino rica en fragmentos volcánicos y que corresponden a facies típicas de fondo oceánico (Sánchez-Zavala, 1993). Las rocas metavolcánicas alcanzaron la facies metamórfica de prehnita-pumpellyita durante el primer evento de acortamiento D<sub>1</sub> (Sánchez-Zavala, 1993; Elías-Herrera, 2004). La edad de estas rocas ha sido ubicada en el Aptiano mediante el análisis micropaleontológico de radiolarios en capas pedernal intercaladas con capas de ambas asociaciones (Guerrero *et al.*, 1993; Salinas-Prieto, 1994).

A escala regional, ambos conjuntos rocosos se extienden hacia el sur por más de 100 km desde la zona de estudio y a lo largo de dos franjas paralelas que constituyen los subterrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico (Salinas-

Prieto, 1994; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza, 2000), los cuales forman parte del sector occidental del terreno Guerrero definido originalmente por Campa y Coney en 1983. Dicho terreno cabalga hacia el oriente a rocas calcáreas de la Plataforma Morelos-Guerrero. Ambas secuencias son cubiertas por una columna sedimentaria y volcánica del Cenozoico y Cuaternario (Figura 1).

Los EMS y EMV están separados localmente por una zona de falla inversa (con cinemática determinada mediante el análisis de objetos sigma en sección delgada) con características miloníticas (Falla de Santa Bárbara), y presentan una intensa deformación interna por acortamiento, producto de tres eventos sobrepuestos D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>. Dicha disposición no permitió establecer la continuidad estratigráfica tanto lateral como verticalmente en las distintas litologías que las componen, quedando por tanto en la categoría de unidades litodémicas.

Las rocas cretácicas son cortadas al sur del área por el Tronco de Temascaltepec, un granito de 50 Ma fechado por K/Ar en biotita (Elías-Herrera, 1993a), el cual a su vez es cubierto por lechos rojos que han sido correlacionados con la Fm. Balsas (Sánchez-Zavala, 1993; Elías-Herrera, 1993a) al sur del área estudiada. Finalmente, estas rocas son cubiertas por una columna de rocas volcánicas (no diferenciadas en este trabajo), que incluyen ignimbritas

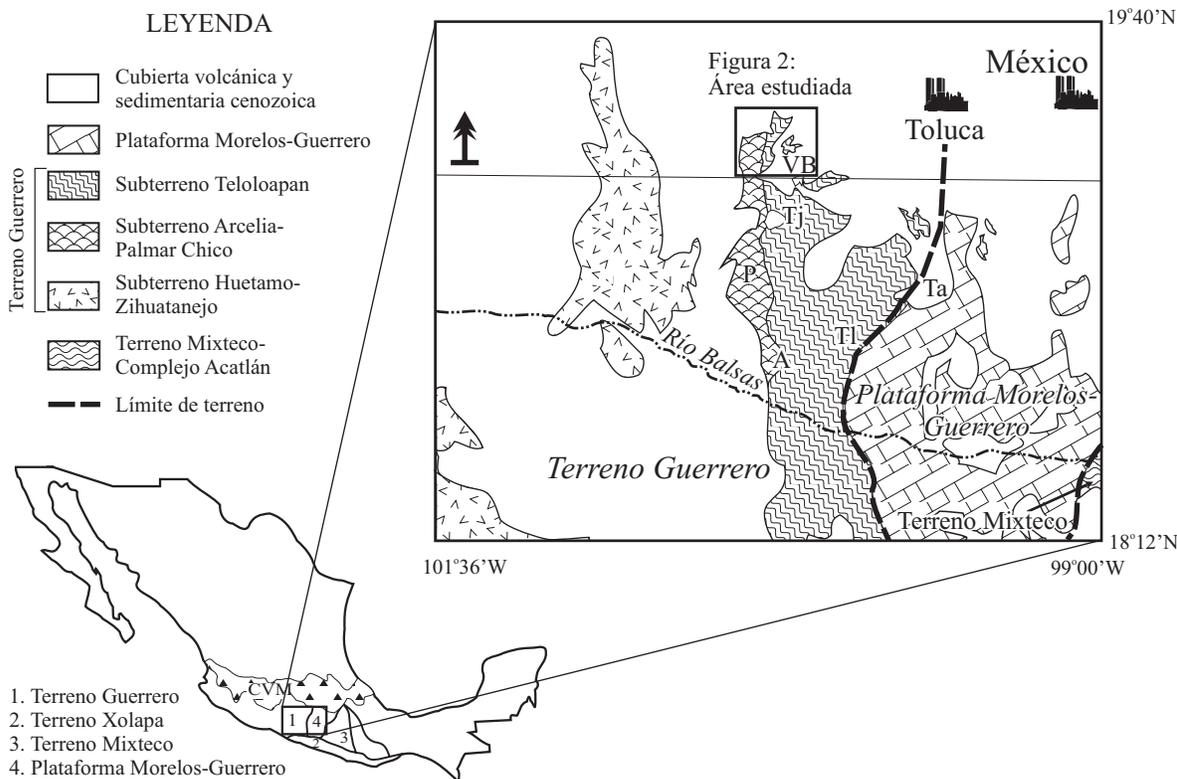


Figura 1. Mapa geológico regional del Suroeste de México, con la ubicación del área de Valle de Bravo y los límites de los terrenos Guerrero, Mixteco, y Xolapa. Asimismo se muestra la subdivisión del Terreno Guerrero en subterrenos (Campa y Coney, 1983). Abreviaciones: CVM: Cinturón Volcánico Mexicano; Localidades: A: Arcelia, LO: Las Ollas, P: Palmar Chico, TI: Teloloapan, Tj: Tejupilco, Ta: Taxco, y VB: Valle de Bravo (mapa modificado de Elías-Herrera *et al.*, 2000).

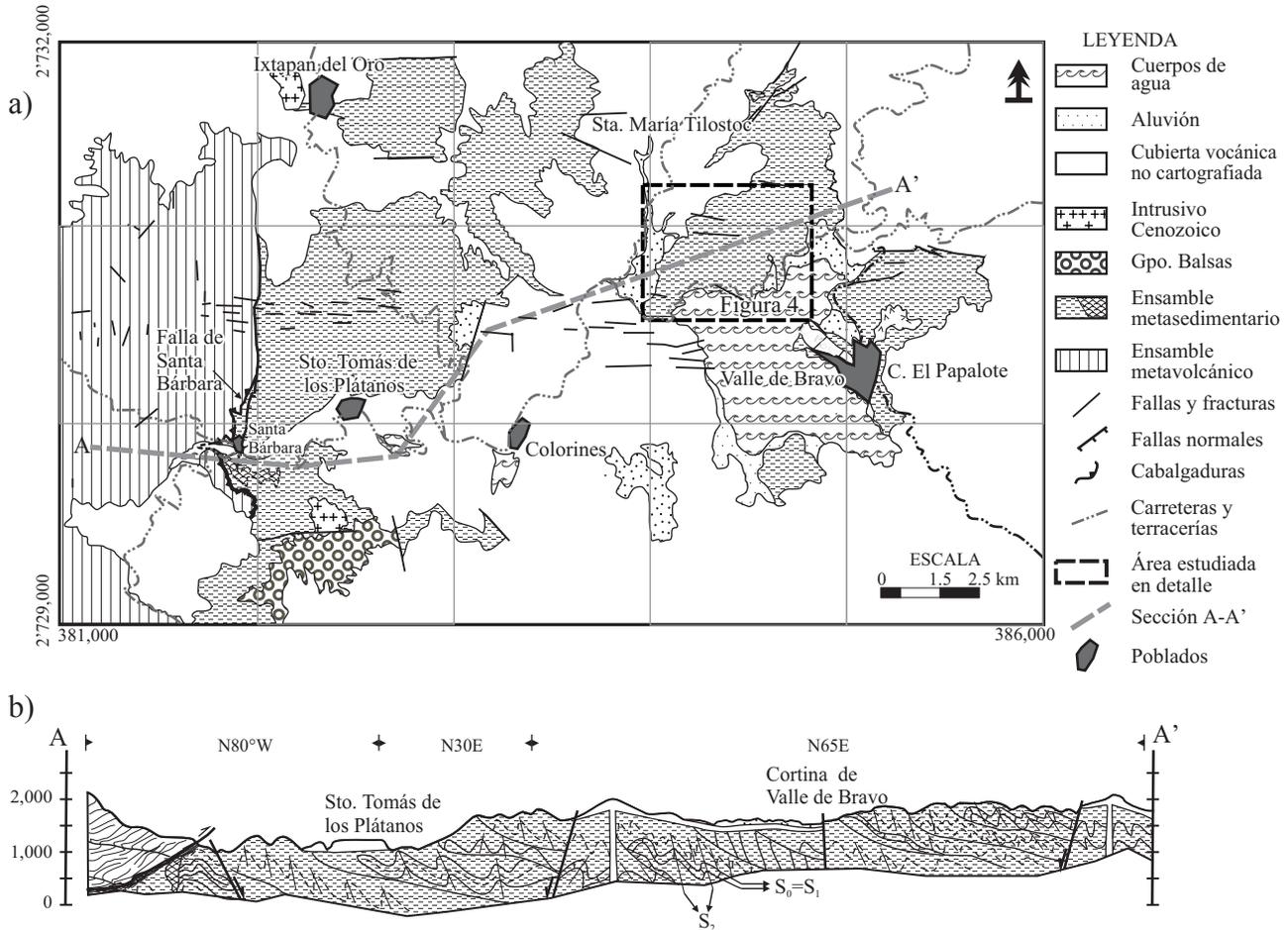


Figura 2. a: Mapa geológico del área de Valle de Bravo - Ixtapan del Oro - Santa Bárbara, Edo. de México (modificado de Sánchez-Zavala, 1993). b: Sección estructural donde se muestra la relación de contacto entre el EMS y el EMV, y la cubierta sedimentaria y volcánica cenozoica. El recuadro muestra el área estudiada en detalle.

oligocénicas hacia la base (Elías-Herrera, 1993a), basaltos y andesitas del cuaternario que representan los afloramientos más meridionales del Cinturón Volcánico Mexicano (Jaimes-Viera *et al.*, 2003, Figuras 1, 2 y 3); y depósitos de aluvión. Las rocas volcánicas son afectadas por fallas normales con rumbo general E-W y, aunque estas unidades no son parte del problema central abordado en este trabajo, algunas de ellas, como el Tronco de Temascaltepec, permiten constreñir la edad de la deformación.

Se seleccionó un área de 15 km<sup>2</sup> para realizar el estudio de detalle en el EMS (Figura 4), el Cerro El Santuario, en el cual se hicieron la mayor parte de las observaciones/mediciones estructurales y toma de muestras para el ulterior análisis microtermométrico de inclusiones fluidas.

## EVENTOS DE DEFORMACIÓN

Los mecanismos de deformación dominantes se analizaron a escala mesoscópica, así como la geometría, cinemática y relaciones de corte de las estructuras asociadas a tres

eventos de deformación por acortamiento. Adicionalmente, se analizaron las microestructuras y determinaron los principales mecanismos de deformación a escala microscópica, así como su relación con el desarrollo de las vetas en 80 muestras de las distintas litologías, para continuar con los estudios iniciados por G. Tolson en el área de Santa Rosa en 1993, completándose así la historia estructural de las rocas metamórficas del área de estudio y resultando en la definición de tres fases de acortamiento tectónico ( $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ ) que son cortadas por fallas normales y que afectan incluso también a rocas plio-cuaternarias.

En términos de penetratividad de la deformación (Turner y Weiss, 1963; Passchier y Trouw, 1996), el primer evento de deformación ( $D_1$ ) de la zona es altamente penetrativo, pues afecta tanto a las rocas del EMS y del EMV a escala microscópica. En cambio, la segunda fase de deformación ( $D_2$ ) es penetrativa sólo a escala microscópica en las litologías de grano fino y de estratificación laminar, mientras que en litologías de grano grueso con estratificación delgada a gruesa se observa a escala centimétrica a métrica. La tercera fase de acortamiento ( $D_3$ ), así como las fallas normales

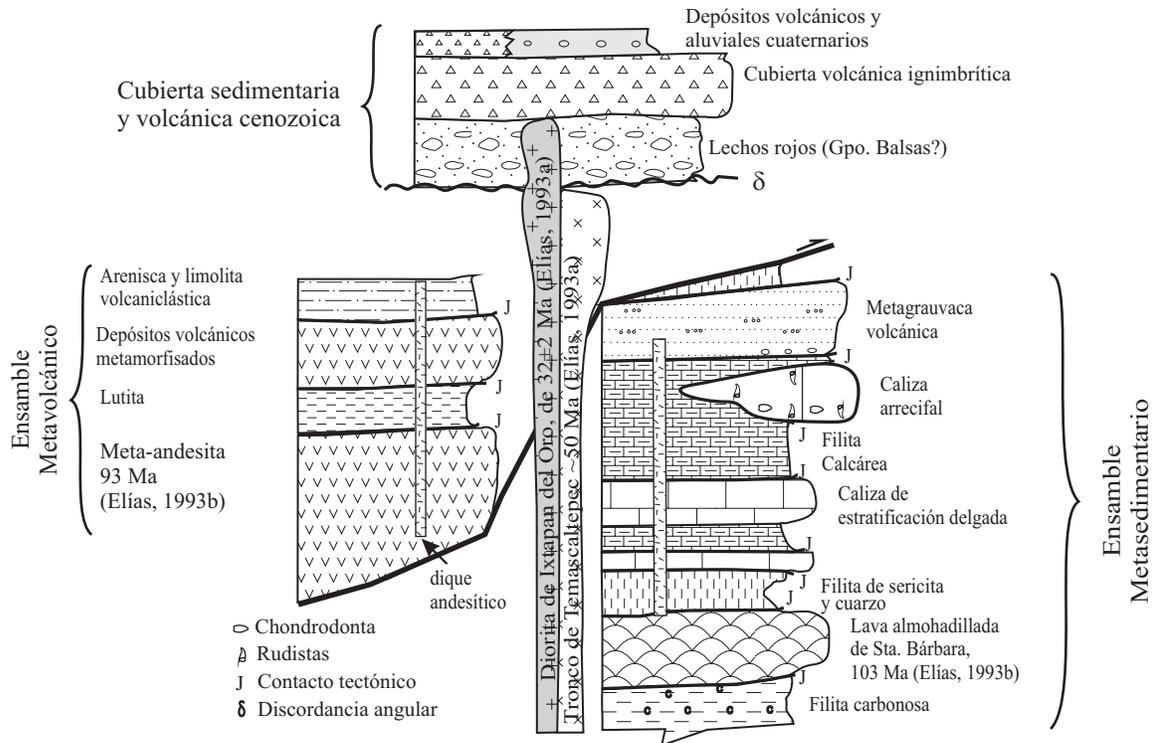


Figura 3. Columna estratigráfica compuesta del área Valle de Bravo, Santa Bárbara e Ixtapan del Oro. Se muestran las relaciones de sobreposición de los diferentes cuerpos litológicos del área, que comprende a los dos ensambles de rocas metasedimentarias cretácicas, y rocas de la cubierta sedimentaria y volcánica cenozoica, más no sus contactos ni espesores reales.

tardías, son penetrativas a escala de decenas de metros hasta kilómetros, y se puede observar su repetición sistemática en mapas geológicos a escala 1:10,000 (Figura 4).

### Primera fase de acortamiento $D_1$

La fase  $D_1$  se observa en todos los afloramientos de las rocas de los EMS y EMV del área estudiada. En el EMV, la deformación  $D_1$  se observa como una zona de cizalla de escala kilométrica, con foliación milonítica asociada y cuya penetratividad se intensifica cerca del contacto entre las dos asociaciones metamórficas del Cretácico, pero disminuyéndose conforme aumenta la distancia del contacto y se adentra en las rocas del EMV, hacia al oeste del área. En el EMS,  $D_1$  está expresado mediante pliegues isoclinales con foliación de plano axial ( $S_1$ ) asociada que es paralela a la estratificación ( $S_0$ ). Estos pliegues además corresponden a la clase 3 de Ramsay (1967, p. 349) (Figuras 5a y 5e), que indica que las capas plegadas experimentaron una alta distorsión interna. La mayoría de los pliegues asociados a este evento se observan replegados a escala de afloramiento; sin embargo, en sección delgada muchos de ellos preservan su geometría original.

En las rocas pelíticas, la foliación  $S_1$  se observa como una foliación planar continua, mientras que, en las rocas de textura original limosa o arenosa, se observa en forma de

foliación continua trenzada a rugosa, y es discontinua en caliza, en la que está representada por superficies estilolíticas espaciadas, con acumulaciones de material residual (Figura 5c). En pizarras carbonosas del EMS se desarrollaron dominios de clivaje espaciados y concentraciones de material residual (óxidos de Fe, materia orgánica y sulfuros), separados por microlitos (Passchier y Trouw, 1996) ricos en cuarzo y calcita (Figura 6e). En lámina delgada se observó que el principal mecanismo de deformación a escala de grano durante  $D_1$  fue la disolución por presión (Figura 5c), además de producirse recristalización y crecimiento de nuevos minerales de hábito laminar como sericita y clorita, desarrollados perpendicularmente a la dirección de máximo acortamiento. Durante esta fase hubo nucleación y crecimiento de prehnita y pumpellyita, contemporáneos con el desarrollo de la foliación, asociada con la Falla Santa Bárbara en el EMV.

Otras estructuras asociadas a  $D_1$ , y que se emplazaron durante este evento de deformación, son vetas de cuarzo,  $V_1$ . Éstas son paralelas y subparalelas a  $S_1$ , y están habitualmente plegadas, boudinadas o cizalladas, debido a la acción de la fase  $D_2$ .

La cinemática de  $D_1$  no pudo ser determinada en las rocas del EMS, debido a que están severamente afectadas por estructuras más recientes. No obstante, en las rocas del EMV pudo determinarse, en láminas delgadas orientadas de la zona de cizalla de Santa Bárbara [por medio de la

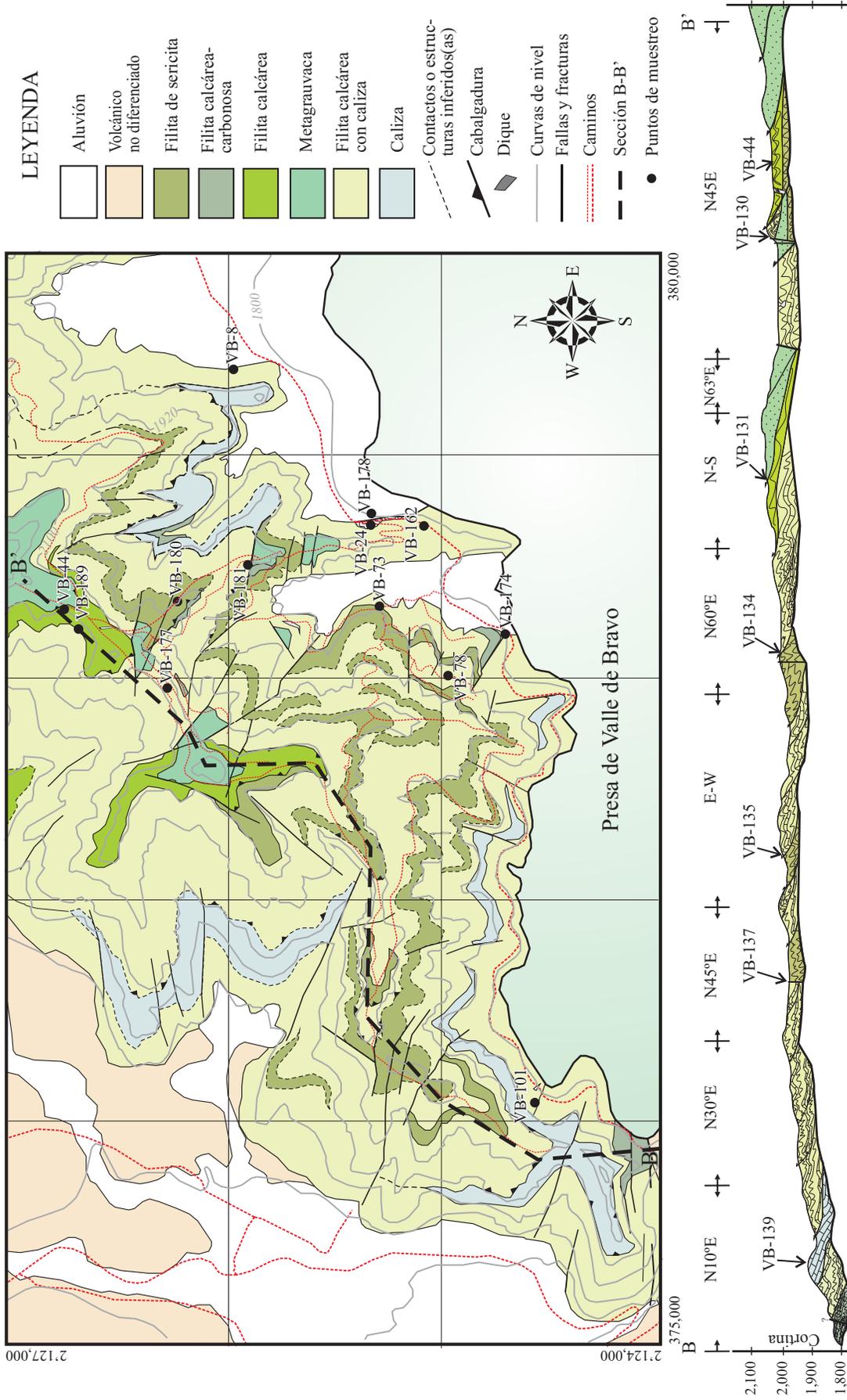


Figura 4. Mapa geológico detallado del Cerro El Santuario, Valle de Bravo, Edo. de México, y sección estructural. Nótese la imbricación de las unidades del EMS. También se indican los puntos de muestreo.

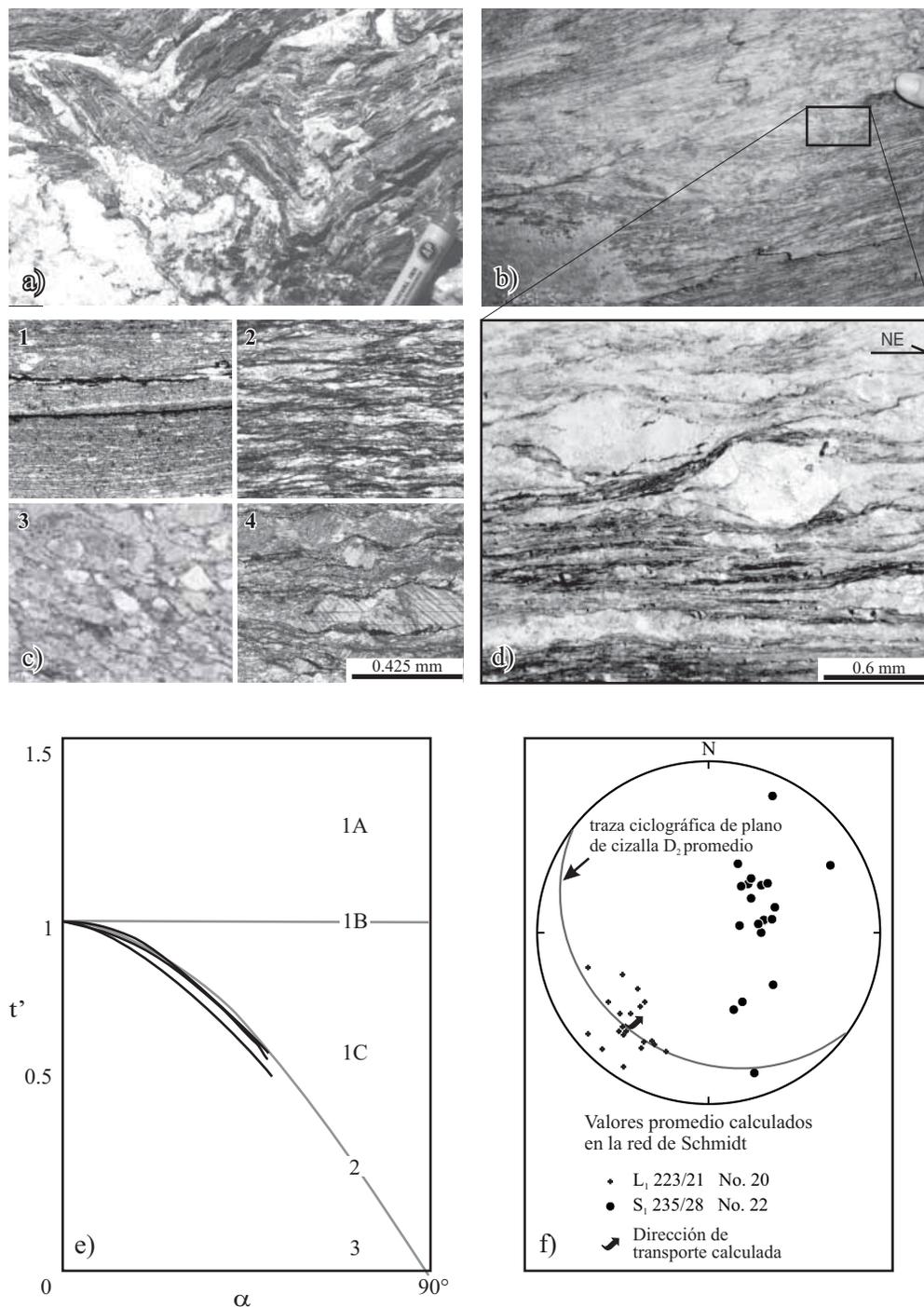


Figura 5. Diferentes aspectos de estructuras relacionadas a  $D_1$ . a: Plano axial de pliegue isoclinal asociado a  $D_1$ , replegado. b: Filita calcárea milonitizada, cerca del contacto entre el EMS y EMV. c: Fotomicrografías en las que se muestran distintos aspectos de la primera foliación en rocas calcáreas con distinto tamaño de grano; 1: foliación continua en una pizarra calcárea, con superficies estilolíticas espaciadas; 2: filita con foliación continua en la que se muestran granos aplastados de calcita y cuarzo, por efectos de disolución por presión; 3: foliación continua trenzada en meta-arenisca; y 4: foliación discontinua rugosa en caliza de grano medio. d: Caliza milonítica con granos de cuarzo en núcleos de objetos tipo  $\sigma$  con cinemática inversa, la matriz es de grano fino, rica en calcita, cuarzo y materia orgánica. e: Diagrama  $t'$  vs.  $\alpha$  ( $t' = t_a/t_m$ ,  $\alpha$ : ángulo entre plano axial del pliegue y la isógona;  $t_a$ : longitud de isógona a un ángulo  $\alpha$  con respecto al plano axial;  $t_m$ : longitud de isógona a lo largo del plano axial) (Ramsay, 1967, p. 366) que muestra que los pliegues del área son de la clase 3. f: Diagrama de polos de  $S_1$  y  $L_1$  medidos en las rocas del EMV que, junto con los indicadores cinemáticos analizados en secciones delgadas orientadas, indican una dirección de transporte hacia  $043^\circ$ . Las isógona se determinaron con la ayuda del programa Isogons (Vacas-Peña, 2001). Las fotomicrografías de c) se tomaron con luz paralela.

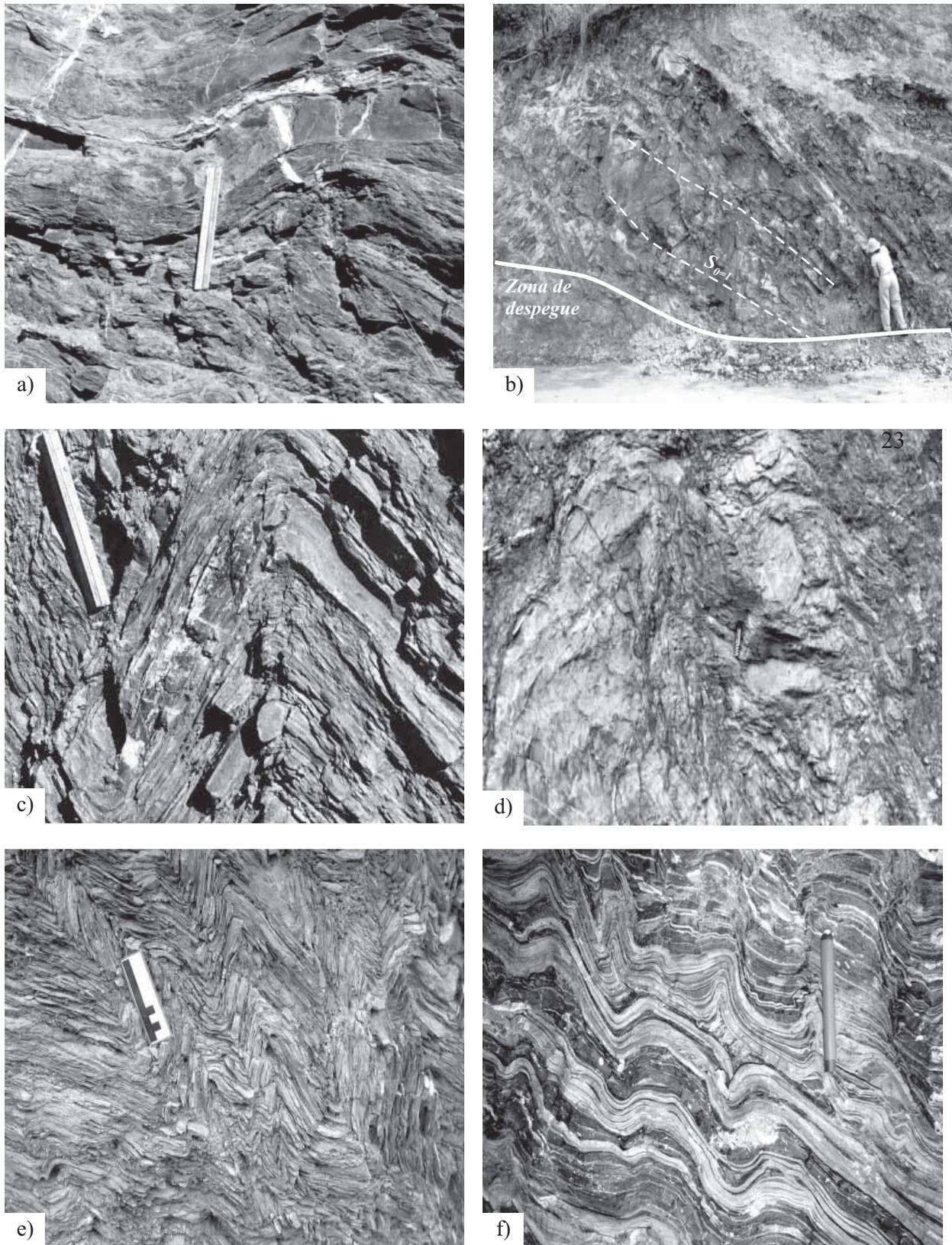


Figura 6. Estructuras asociadas a  $D_2$  en unidades EMS en escala de afloramiento. a: Caliza de estratificación media ligeramente plegada. b: Estructuras S-C de escala métrica en metagrauwaca. c: Filita calcárea intercalada con caliza; nótese como las capas de caliza (niveles más competentes) controlan la geometría del pliegue. d: Filita de sericita, caracterizada por la complejidad de sus estructuras. e: Pliegues tipo *kink* en filita calcárea; resalta la homogeneidad del espesor de sus capas y la continua geometría de sus pliegues. f: Pliegues complejos en filita calcárea carbonosa, en la que las estructuras son penetrativas a escala centimétrica.

medición de planos de foliación milonítica, lineación por estiramiento de granos, y análisis de indicadores cinemáticos (objetos sigma)], una dirección general de transporte hacia 043° (Figuras 5d y 5f).

### Segunda fase de acortamiento D<sub>2</sub>

Las estructuras asociadas a D<sub>2</sub> se observaron en toda el área estudiada en ambos ensambles, al igual que las estructuras de D<sub>1</sub>, y han sido reportadas en localidades a más de 100 km al sur (Salinas-Prieto, 1994; Salinas-Prieto *et al.*, 2000), por lo que representan fenómenos de acortamiento regionales sobrepuestos.

La fase D<sub>2</sub> se expresa en forma de deformación heterogénea en escala mesoscópica. En el Cerro El Santuario se encuentra uno de los mejores ejemplos de la influencia de la litología y espesor de capa en la penetratividad de estructuras asociadas a la deformación (Figura 4). En dicha localidad afloran seis tipos distintos de rocas del EMS de composición predominantemente calcárea que consisten en: 1) un paquete de caliza de estratificación gruesa (Figura 6a); 2) un paquete de metagrauvaca también de estratificación gruesa (Figura 6b); 3) uno con una litología intermedia, que corresponde a caliza de estratificación delgada intercalada con filita calcárea (Figura 6c); y tres litologías de grano fino y de estructura laminar; 4) filita de sericita y clorita; 5) filita calcárea; y 6) filita carbonosa (Figuras 4 y 6d, 6e y 6f). Estas rocas se encuentran confinadas a escamas tectónicas imbricadas, separadas entre sí por fallas inversas de bajo ángulo. Las estructuras D<sub>2</sub> son penetrativas a escala métrica en las rocas de estratificación gruesa, a escala métrica a decimétrica en la filita calcárea con caliza, y a escala centimétrica a micrométrica en las rocas de grano fino.

En estas rocas se observan pliegues asimétricos de la clase 1C de Ramsay (1967, p. 361), asociados con fallas inversas de bajo ángulo (Figuras 6e y 7a), en litologías relativamente competentes, y clase 3 en litologías pelíticas, con una segunda foliación de plano axial asociada (Figuras 7c y 7e), así como en estructuras S-C en las proximidades de las fallas. En estas últimas, además, se observan vetas de cuarzo V<sub>1</sub> boudinadas o imbricadas. Localmente la foliación S<sub>2</sub> es subparalela a pequeñas zonas de fallas inversas (Figuras 7b y 7d).

En lámina delgada se observan diferentes espaciamientos de los dominios de clivaje según granulometrías finas y gruesas, lo cual indica, junto con los diferentes estilos de pliegues, heterogeneidad de la deformación. El mecanismo de deformación dominante a escala de grano durante la fase D<sub>2</sub> fue disolución por presión (Figura 7e).

La foliación S<sub>2</sub> tiene ángulos de inclinación mayores en el interior de las escamas tectónicas que cerca de las zonas de falla inversa que limitan dichas escamas. Se realizaron mediciones de orientación en planos de falla, en lineaciones por extensión asociadas a estas estructuras, en foliación S<sub>2</sub>, y en los distintos elementos de pliegues asimétricos, tanto

en el EMS como en el EMV. En la Figura 8 se muestran los diagramas de proyección equiareal de las estructuras de la fase D<sub>2</sub>, en los cuales se aprecia una consistencia cinemática en todas las estructuras medidas. Ello indica una dirección de transporte promedio hacia 218°, con un acortamiento principal máximo subparalelo a esta dirección.

Asociadas a las estructuras de acortamiento arriba descritas, también se encontraron vetas, formadas predominantemente por calcita (>90%), de dos tipos principales: (1) vetas sobre zonas de cizalla, y (2) vetas perpendiculares a zonas de cizalla, formadas principalmente en los flancos largos de pliegues asimétricos, en horizontes delgados de caliza intercalados con horizontes de pizarra calcárea, sobre los cuales ocurre localmente extensión. Este último tipo de vetas, de acuerdo con lo descrito por Gamond (1983) puede corresponder a vetas asociadas a fracturas de extensión (tipo T), aunque no presentan arreglos escalonados, debido a la heterogeneidad planar que ejerce la estratificación.

### Tercera fase de acortamiento D<sub>3</sub>

La tercera fase de acortamiento reconocida en el área de estudio tiene un comportamiento frágil, es penetrativa a escala decamétrica o mayor, y se manifiesta por la presencia de superficies de falla discretas que cortan las estructuras D<sub>2</sub>, las cuales tienen una dirección de transporte hacia 045°, es decir, en el mismo sentido que D<sub>1</sub> y en el sentido opuesto a D<sub>2</sub> (Figura 9a).

Estructuras asociadas a este tercer evento de acortamiento fueron observadas tanto en el EMV, como en las rocas del EMS, lo cual implica que este tipo de estructuras se presenta a escala regional. En estas rocas, las estructuras de la fase D<sub>3</sub> se manifiestan mediante la reactivación de la primera foliación milonítica. En la Figura 9b se observan vetas de calcita y cuarzo cortando la foliación S<sub>1</sub>, posteriormente plegadas durante D<sub>2</sub> y, finalmente, cortadas y desplazadas sobre los planos de la primera foliación. No se observaron vetas asociadas a este tercer evento de acortamiento.

Por último, estas fallas inversas son cortadas por fallas normales que corresponden a dos sistemas distintos, uno con rumbo N-S y otro con rumbo predominante E-W, sobre el cual se alinean conos cineríticos recientes. Se encontraron vetas de calcita V<sub>3</sub> asociadas a fallas normales del sistema E-W.

### VETAS

Se caracterizaron cualitativa y cuantitativamente tres generaciones de vetas: V<sub>1</sub>, V<sub>2</sub>, y V<sub>3</sub> asociadas, respectivamente, a la fase D<sub>1</sub>, a la fase D<sub>2</sub> y a fallas normales tardías (Figura 10). El aspecto cualitativo de este estudio incluye las relaciones geométrico-cinemáticas y temporales de las vetas con estructuras mesoscópicas (pliegues, fallas inversas y fallas normales) de los distintos eventos de deformación.

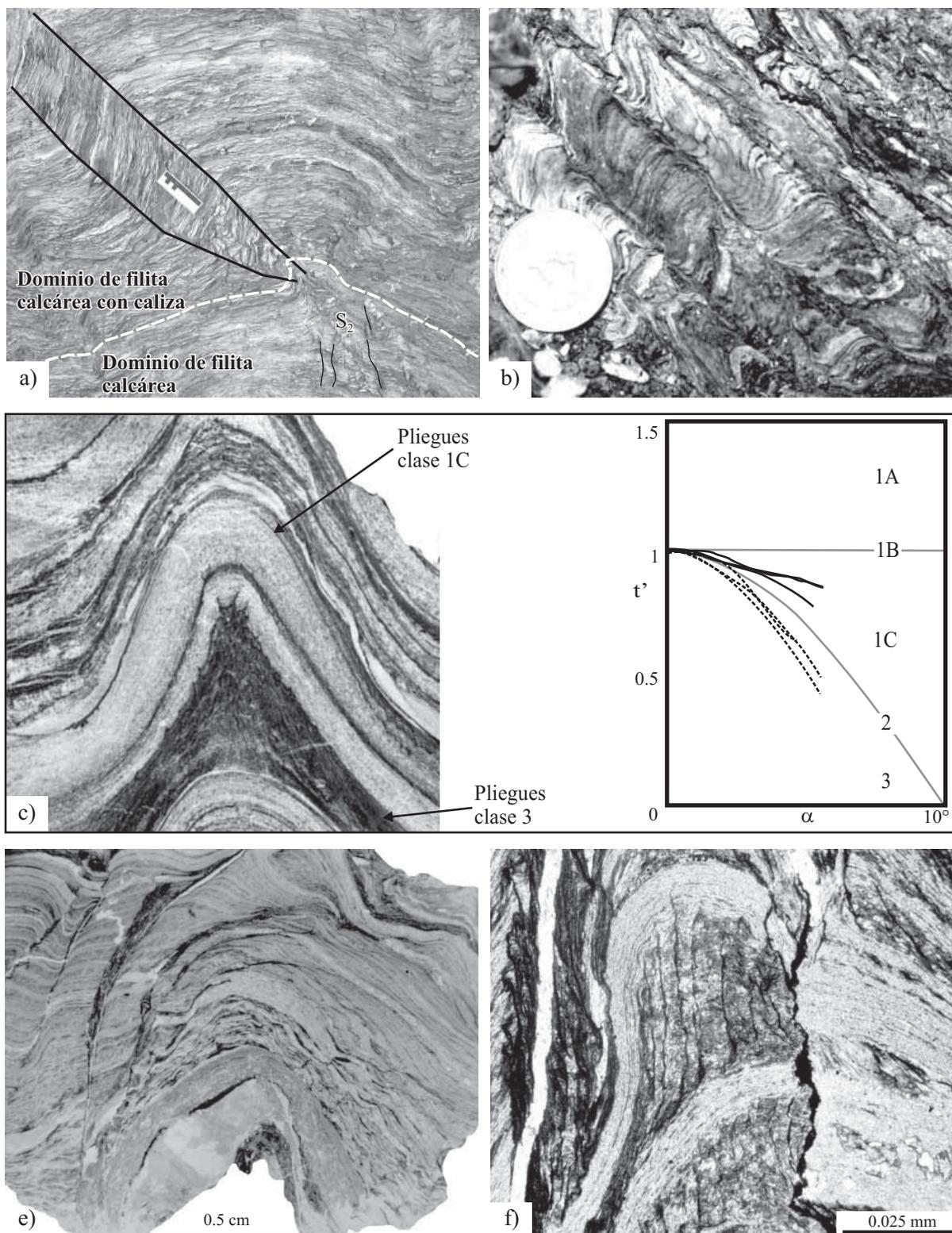


Figura 7. a: Deformación heterogénea que se refleja por la ampliación en escala de un pliegue desarrollado en filita calcárea y filita calcárea intercalada con caliza. b: Segunda foliación que se sobrepone a  $S_1$ ; nótese que el espaciamiento de  $S_2$  es un orden de magnitud mayor que el de  $S_1$ . c: Diagrama  $t'$  vs.  $\alpha$  ( $t' = t_\alpha / t_m$ ,  $\alpha$ : ángulo entre plano axial del pliegue y la isógona;  $t_\alpha$ : longitud de isógonas a un ángulo  $\alpha$  con respecto al plano axial;  $t_m$ : longitud de isógona a lo largo del plano axial) (Ramsay, 1967, p. 366) de pliegues de  $D_2$ , en que se muestra la heterogeneidad de la deformación en capas relativamente competentes, así como pliegues de la clase 1C, y horizontes incompetentes intercalados con pliegues de la clase 3. d: Microestructura en filita de sericita y clorita; se observa el desarrollo de  $S_2$  con geometría curva, que corta a  $S_1$ . e: Filita calcárea en la que se observa un ejemplo de deformación heterogénea dentro de un micropliegue; la segunda foliación es una foliación disyuntiva, espaciada, que es más cerrada en las zonas de grano más fino, y que está ausente en los dominios más claros del clivaje. Las fotomicrografías de d) y f) se tomaron con luz paralela.

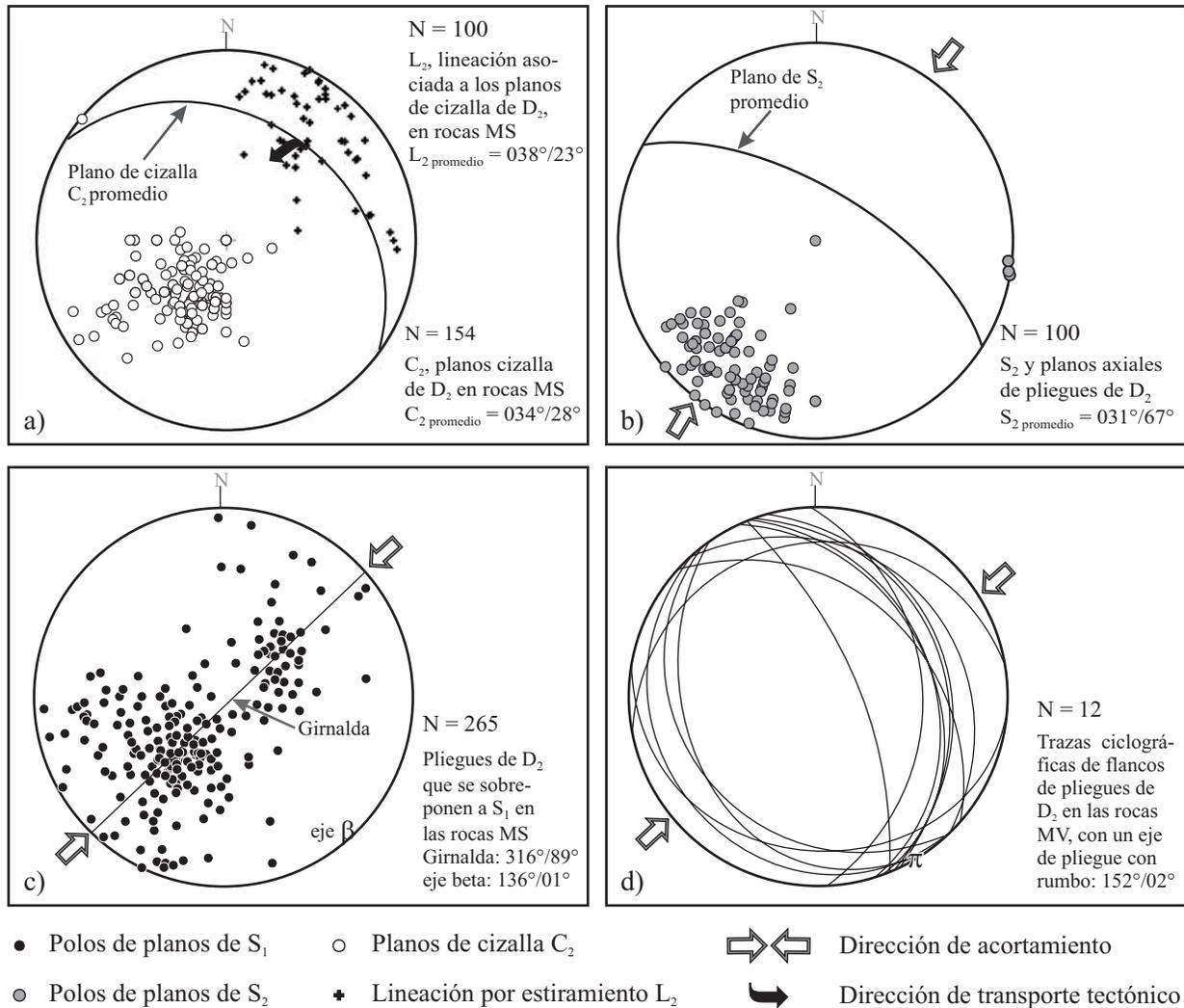


Figura 8. Diagramas de proyección equiareal de estructuras de la fase de deformación  $D_2$ . a: Diagrama de polos de planos de cizalla  $C_2$  y de lineación por extensión  $L_2$ , que indican una dirección de transporte promedio hacia  $218^\circ$ . b: Diagrama de polos de la foliación  $S_2$  que indican una dirección de acortamiento principal con rumbo  $211^\circ$ . c: Diagrama de polos de flancos cortos y largos de los pliegues asimétricos asociados a  $D_2$  en rocas del EMS; la orientación general de los pliegues indica un eje de acortamiento con azimuth  $044^\circ$ . d: Trazas ciclográficas de pliegues asimétricos en el EMV, asociados a la fase  $D_2$ , indican una dirección de acortamiento principal con rumbo  $240^\circ$ .

También se caracterizó su estructura interna y composición, lo cual se utilizó como criterio de comparación y en la petrografía de inclusiones fluidas. Aunque en todas las litologías dominan en abundancia las vetas  $V_1$  sobre las  $V_2$ , sólo en la filita carbonosa se pudo confirmar cuantitativamente esta observación mediante el análisis de 14 fotografías correspondientes a  $\sim 1$  m<sup>2</sup> de afloramiento, facilitado en esta litología por el contraste de color entre la roca y la veta y la escala de las estructuras. En las fotografías se seleccionaron visualmente las vetas de cada generación, con la ayuda del programa CorelDraw® (Figuras 11d a 11f). Posteriormente se cuantificó la densidad de vetas en estas imágenes mediante el programa FracAnalysisV18 (Tolson, 2005). Para el cálculo de densidad de vetas este programa abre una imagen digital de las vetas del afloramiento y cuenta el número de píxeles que ocupan las vetas. Este número se divide entre

el número de píxeles contenido en la envolvente convexa de todos los píxeles de las vetas para obtener la densidad. La densidad de vetas es un parámetro que permite hacer comparaciones con otras características de la deformación y, con ello, tratar de explicar un mayor o menor desarrollo de vetas en cada evento.

### $V_1$

Las vetas  $V_1$  se encuentran normalmente confinadas entre los planos de la foliación  $S_1$ , son más abundantes en las litologías de grano fino que en las más competentes, y se acumulan particularmente en zonas de cizalla  $D_2$ , donde se comportan de forma rígida (Figura 10a). Estas vetas se observan plegadas, boudinadas, fracturadas o imbricadas

de acuerdo con la geometría de las estructuras  $D_2$  (Figuras 10a y 10b). Dependiendo de la litología y/o estructura en que se encuentren, las vetas  $V_1$  pueden alcanzar espesores de hasta 30 cm con distancia entre ellas de decenas de centímetros, en rocas de estratificación delgada a mediana, o bien, pueden presentar espesores menores a 1 mm, con espaciamentos de centímetros, en rocas pizarrosas. Estas vetas están formadas principalmente por cuarzo (>90%), que muestra en general una textura fibrosa o de bloques estrados, de acuerdo con la terminología de Bons (2000) (Figura 11a), y son cortadas por las vetas  $V_2$ .

Las vetas  $V_1$  tienen espesores de milímetros a algunos centímetros y longitudes de centímetros a decenas de centímetros en promedio, se observan en su mayoría confinadas en los planos de  $S_0$  y/o de  $S_1$ , y comúnmente se alojan en las charnelas de pliegues donde alcanzan sus espesores mayores que se adelgazan hacia los flancos de dichos pliegues. Jessell et al. (1994) en su estudio de vetas paralelas a  $S_0$  alojadas en charnelas de pliegues, sugieren que éstas tienen una forma original de vaina (engrosada al centro y atenuada hacia las orillas), y que dicha forma es la que genera la inestabilidad mecánica que permite la localización de las charnelas de pliegues en los estadios tempranos de su formación. Por lo tanto, los espesores y longitudes originales de las vetas  $V_1$  son muy cercanos a las de su estado actual, si restauramos los pliegues. Estas características indicarían que estas vetas se formaron en un sistema cerrado con transporte de fluidos a escala mesoscópica (Oliver, 1996).

## $V_2$

Existen dos tipos de vetas  $V_2$ : 1) vetas alojadas sobre los planos de cizalla; y 2) vetas en flancos largos de pliegues asimétricos, casi perpendiculares a las zonas de cizalla (Figuras 10c y 11f). El primer tipo de vetas corresponde a

elementos cortantes en bandas de cizalla en el flanco invertido (*flanking shear bands*; Passchier, 2001), presentan longitudes de metros a centenas de metros cuando se alojan en zonas de cizalla inversa, y comúnmente presentan una estructura interna caótica que involucra varias generaciones de cuarzo y calcita precipitados en la veta o mecánicamente acumulados. Por ello, se considera que estas vetas se formaron en sistemas abiertos con flujos de fluidos a escala de mesoscópica a macroscópica (Oliver, 1996). Por su complejidad, estas vetas no fueron muestreadas para el análisis de inclusiones fluidas. En cambio, si se tomaron muestras de las vetas del segundo tipo, las cuales son vetas confinadas a capas, formadas por calcita (>90%), con una fábrica interna de bloques elongados (Figura 11b) y en algunos casos granulares (Bons, 2000).

Al igual que las vetas  $V_1$ , y puesto que las vetas  $V_2$  en flancos largos de pliegues asimétricos están confinadas en capas o estructuras, se considera que se formaron en un sistema cerrado en equilibrio térmico con su roca encajonante. Los fluidos activos durante la formación de ambos tipos de vetas se consideran fluidos de poro (sedimentarios) procedentes de las inmediaciones de la veta (de centímetros a metros), puesto que no se observaron minerales metamórficos en las rocas del área que indiquen reacciones de deshidratación. El transporte de material a las vetas fibrosas más pequeñas (de mm de espesor y algunos cm de longitud) y confinadas a capa pudo ocurrir por difusión de la roca a la veta a través de un fluido estático (Oliver y Bons, 2001), mientras en vetas con estructura de bloques elongados o granulares el transporte del material pudo además ocurrir por el flujo de fluidos a través de fracturas y microfracturas.

En la mayoría de las litologías predominan las vetas  $V_1$  sobre las  $V_2$  (Figura 11d), aunque sólo en la filita carbonosa se demostró mediante el análisis de ocho fotografías de afloramientos con vetas  $V_1$  (Figura 11e), donde se determinaron densidades de vetas entre 9 y 20%,

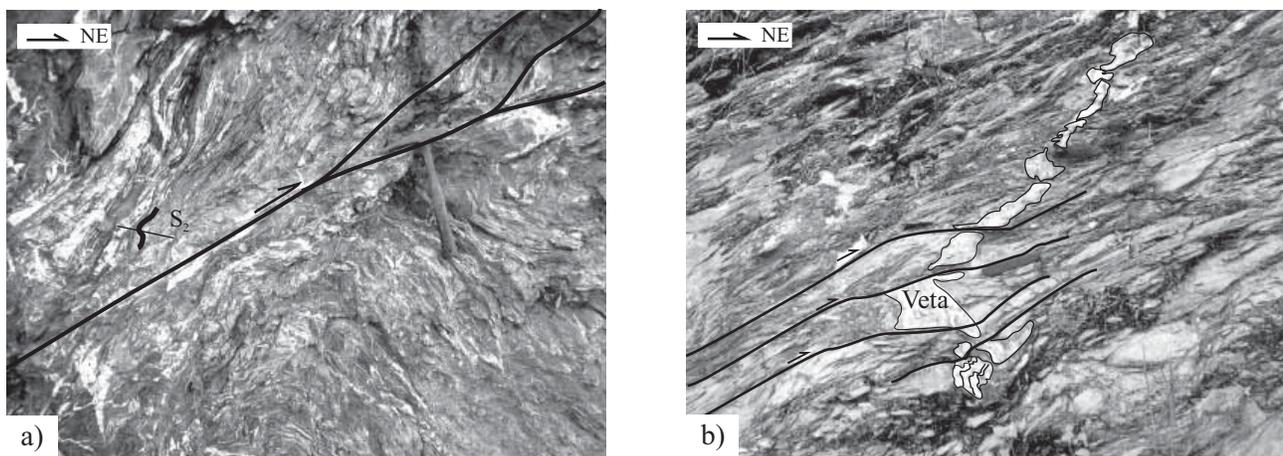


Figura 9. a: Fallas inversas de bajo ángulo que cortan a las estructuras  $D_2$ , con dirección de transporte hacia el NE. b: Estructuras de reactivación tardía de  $S_1$  que cortan vetas posteriores a  $D_1$ , plegadas por  $D_2$ .

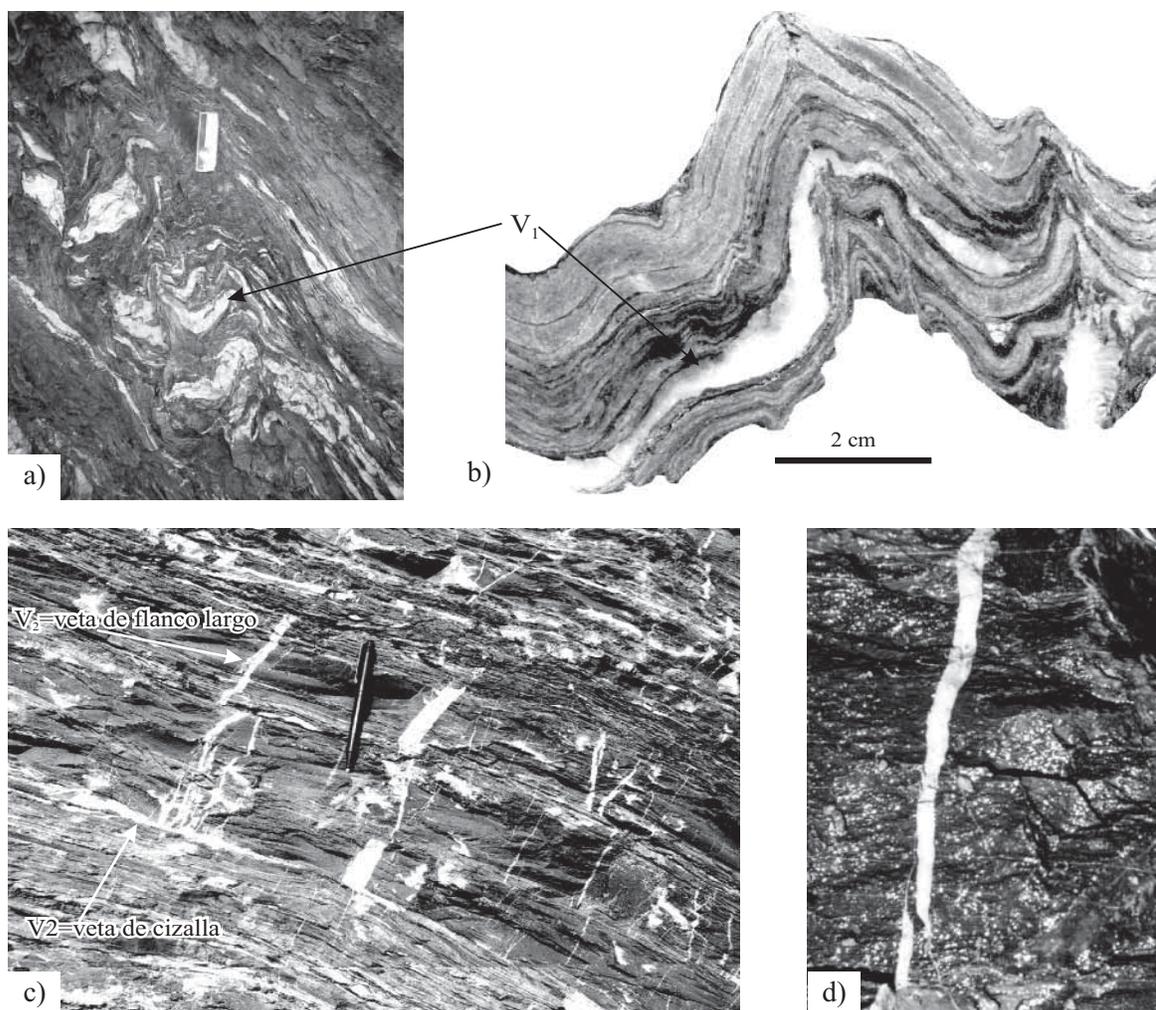


Figura 10. a: Afloramiento de zonas de cizalla en filita carbonosa, en la cual se observan numerosas vetas  $V_1$  plegadas y cizalladas. b: Veta  $V_1$  plegada, paralela a  $S_1$ . c: Vetas  $V_2$  de cizalla y flanco largo, en filita carbonosa. d: Vetas tardías de calcita  $V_3$  en filita calcárea.

mientras que la densidad de vetas  $V_2$ , analizada en ocho fotografías de afloramientos de la misma roca, varía entre 2 y 9% (Tabla 1).

### $V_3$

Las vetas  $V_3$  están formadas predominantemente por calcita, y muestran estructuras granulares con cristales escalenoédricos de calcita (del tipo “diente de perro”) (Figura 11c); son las menos abundantes y muestran espaciamiento de decenas a centenas de metros. Estas vetas presentan varios metros de longitud y contrariamente a las vetas  $V_1$  y  $V_2$ , se interpreta que se formaron en un sistema abierto a escala macroscópica (Oliver, 1996) bajo un régimen de presión hidrostática, puesto que son subverticales y se asocian (geoméricamente y cinemáticamente) a fallas normales tardías que cortan a las rocas volcánicas plio-cuaternarias que afloran en el área. Por su posición, orientación y

asociación con las fallas normales, se interpreta que estas vetas estuvieron abiertas a la superficie durante su emplazamiento.

### INCLUSIONES FLUIDAS

Desde hace varias décadas se ha reconocido el importante papel que juegan los fluidos en los procesos de deformación por acortamiento que ocurren a diferentes escalas (Hubbert y Rubey, 1959; Durney, 1972; Sibson *et al.*, 1975; Chapple, 1978; Ramsay, 1980; Fyfe y Kerrich, 1985; Hudleston, 1989; Crispini y Frezzotti, 1998; Passchier y Trouw, 1996; Touret, 2001). Sin embargo, sólo recientemente se ha aplicado de forma sistemática el análisis microtermométrico de inclusiones fluidas en vetas de deformación (Foreman y Dunne, 1991; Crawford, 1992; Hodgkins y Stewart, 1994; Boullier, 1998; Crispini y Frezzotti, 1998; Kenis *et al.*, 2000; McCaig *et al.*, 2000; Touret, 2001), y en

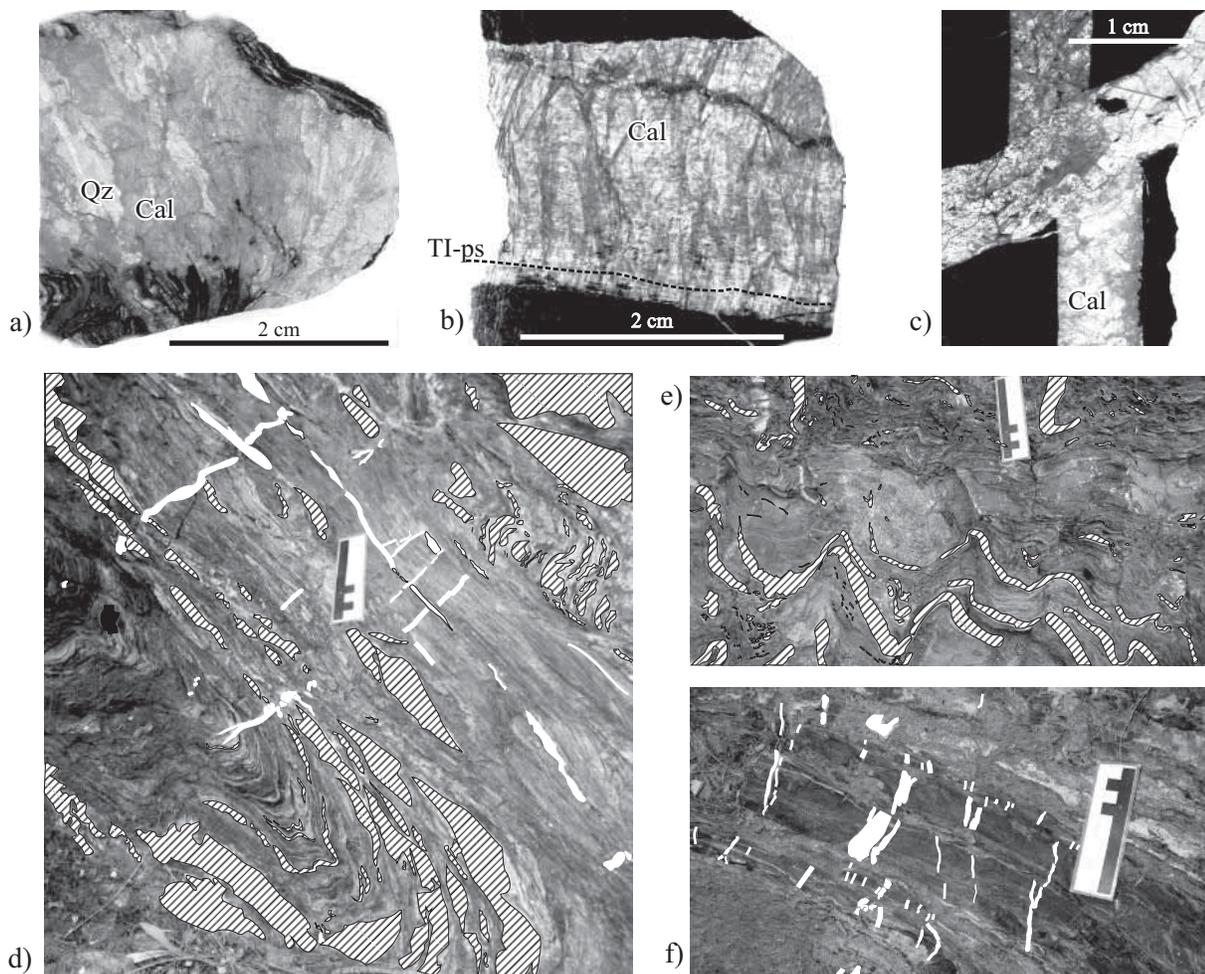


Figura 11. a: Fotomicrografía de veta  $V_1$  con estructura interna fibrosa, en que se observa una deformación interna sobrepuesta a las vetas. b: Fotomicrografía de veta fibrosa  $V_2$  en filita carbonosa, en la que se observan planos de inclusiones fluidas contemporáneas al crecimiento de la veta, paralelas a la pared de la veta. c: Fotomicrografía de veta  $V_3$  emplazada en pizarra carbonosa, en la cual se observa una estructura interna granular-euedral de calcita escaenoédrica. d: Fotografía comparativa de abundancia de vetas  $V_1$  (rayado o tramado) y  $V_2$  (blanco) en afloramiento de filita calcáreo-carbonosa; nótese la predominancia de las vetas  $V_1$ . e: Vetas  $V_1$  plegadas en filita de sericita y clorita, las cuales fueron digitalizadas (tramadas) en CorelDraw para poder cuantificar la densidad de vetas. f: Fotografía de filita calcárea con vetas  $V_2$  digitalizadas en color blanco. Nótese la diferencia en geometría y densidad de las vetas  $V_1$  y  $V_2$  en las fotografías d), e) y f). Abreviaciones: Qz: cuarzo, Cal: calcita, TI-ps: traza de inclusiones pseudosecundarias en fractura *crack-seal*. Las fotomicrografías de a), b) y c) se tomaron con luz paralela.

algunos casos, se han obtenido datos de presión de eventos de deformación, durante los cuales también puede producirse metamorfismo de bajo grado.

Para la microtermometría de inclusiones fluidas en vetas de deformación se seleccionaron muestras representativas de cada uno de los eventos. Se colectó un total de 70 muestras orientadas, de las cuales sólo en diez del tipo  $V_1$ , en 14 del tipo  $V_2$  y en seis del tipo  $V_3$  se pudieron analizar inclusiones fluidas. La orientación de las muestras permitió correlacionar, por geometría y cinemática, las estructuras métricas con las microestructuras, como se ilustra en la Figura 12.

La caracterización de la estructura interna de las vetas en este trabajo, basada en los trabajos de Urai *et al.* (1991) y Bons (2000), junto con criterios de petrografía de

inclusiones fluidas, y a la luz de los conceptos de inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias (Roedder, 1981, 1984; Goldstein y Reynolds, 1994), asociaciones de inclusiones fluidas, o AIF (también denominados Grupos de Inclusiones Simultáneas) (Touret, 2000; van den Kerkhof y Hein, 2001) permitió asociar las inclusiones fluidas con cada evento de deformación (Figuras 12 y 13).

Una vez seleccionadas las AIF, mediante un detallado análisis petrográfico (Fitz-Díaz, 2004) de las secciones doblemente pulidas (como se ilustra con esquemas en las Figuras 12 y 13), se hicieron mediciones de temperatura de homogeneización ( $T_h$ ) y de fusión de hielo ( $T_{mi}$ ), las cuales se llevaron a cabo en platinas térmicas Linkam THMS 600 y FluidInc, cuyas respectivas calibraciones muestran una precisión en las medidas de  $\pm 0.2$  °C en ensayos a baja

Tabla 1. Datos de densidad de vetas  $V_1$  y  $V_2$  calculados mediante análisis de imágenes.

$V_1$	$V_2$
11.47	5.45
18.65	2.73
15.98	6.87
20.74	3.86
11.76	9.43
17.71	2.08
11.57	4.48
9.29	6.19

temperatura y de  $\pm 2$  °C en ensayos a alta temperatura. Se hicieron 20 mediciones de control de las mismas inclusiones en ambas platinas, y se obtuvieron datos muy similares. Las temperaturas de homogeneización obtenidas en la platina Linkam son sólo 1 °C más bajas en promedio que las obtenidas en la platina FluidInc, una diferencia que se encuentra dentro del rango de error analítico, confirmando que los datos obtenidos en ambas platinas son equivalentes. La salinidad de los fluidos fue calculada mediante el programa MacFlinCor de Brown y Hagemann (1994), el cual se basa en las ecuaciones de estado de Bodnar y Vityk (1994) para el sistema  $H_2O-NaCl$  (-KCl).

En las vetas  $V_1$  se reconocieron tres AIF asociadas

a  $D_1$  sobre planos transgranulares, con orientaciones tanto perpendiculares como paralelas a la elongación de los cristales de cuarzo. Estas AIF se consideran pseudosecundarias respecto al crecimiento del cristal durante la fase  $D_1$  porque coinciden con los planos de fractura *crack-seal*, que se formaron durante el crecimiento de la veta, cuyas  $T_h$  son comparables con aquellas de las escasas inclusiones fluidas primarias halladas durante este estudio (Figuras 11a y 13), y por lo tanto, se pudieron haber atrapado simultáneamente. Todos estos grupos de inclusiones fluidas se analizaron, obteniéndose datos de  $T_h$  y  $T_{mi}$  comparables entre cada grupo. Se obtuvo  $T_h$  de 232 a 268°C, y  $T_{mi}$  entre -4.8° y -2.9°C. Estas últimas temperaturas corresponden a un rango de salinidad entre 6.1 y 7.4 % en peso de NaCl equivalente (Tabla 2, Figura 14).

En las muestras VB-73 y VB-174D de vetas  $V_2$  se obtuvieron datos microtermométricos en AIF primarias y pseudosecundarias asociadas a la fase  $D_2$ . Las inclusiones fluidas primarias son de carácter intragranular, y se encontraron a lo largo de superficies de crecimiento de cristales elongados de calcita y en algunas fibras de cuarzo, mientras que las inclusiones pseudosecundarias son transgranulares y se alojan en planos de fractura *crack-seal*, paralelas a la pared de la veta. Las temperaturas obtenidas en ambas AIF son muy similares. Por otra parte, en las muestras VB-44d, VB-24 y VB-8 de vetas  $V_1$  se analizaron inclusiones fluidas secundarias sobre planos de microfracturas aparentemente generados durante la fase  $D_2$ , con resultados muy parecidos

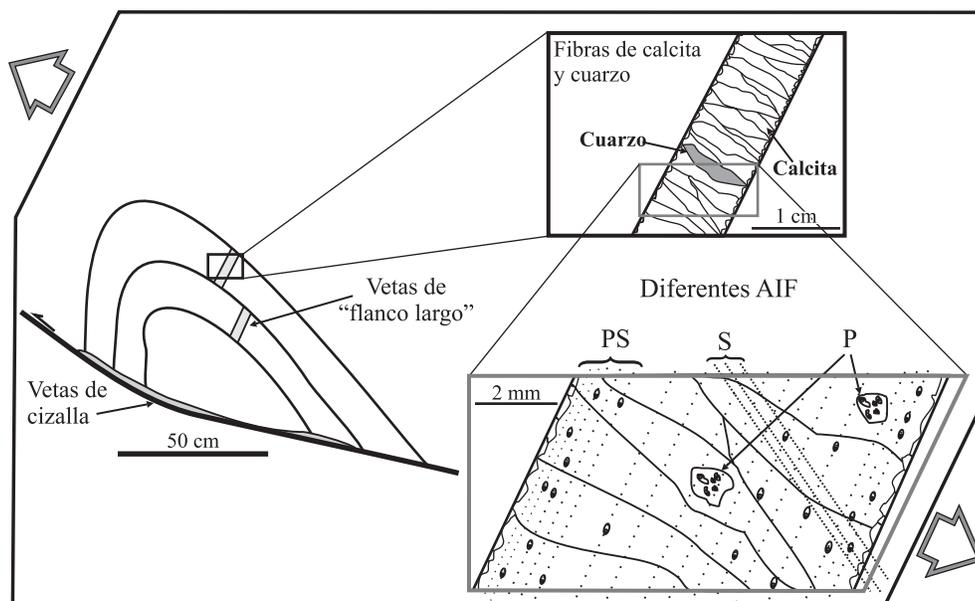


Figura 12. Relaciones entre estructuras, vetas de deformación e inclusiones fluidas. En la parte izquierda del diagrama se aprecian vetas formadas en el flanco largo de un pliegue asimétrico asociado con una falla inversa. La dirección de apertura de la veta es compatible con la dirección de transporte de la falla y el pliegue. En la parte superior se observa una ampliación de la veta, en la que se observa el hábito elongado de los minerales que contiene, coincidente con la dirección de elongación máxima de las estructuras (marcada con las flechas grandes de las esquinas). Finalmente, en la esquina inferior derecha se muestran diferentes grupos de inclusiones dentro de los cristales elongados de las vetas. Abreviaciones: AIF: Asociaciones de inclusiones fluidas; P: inclusiones primarias; PS: inclusiones pseudosecundarias; S: inclusiones secundarias.

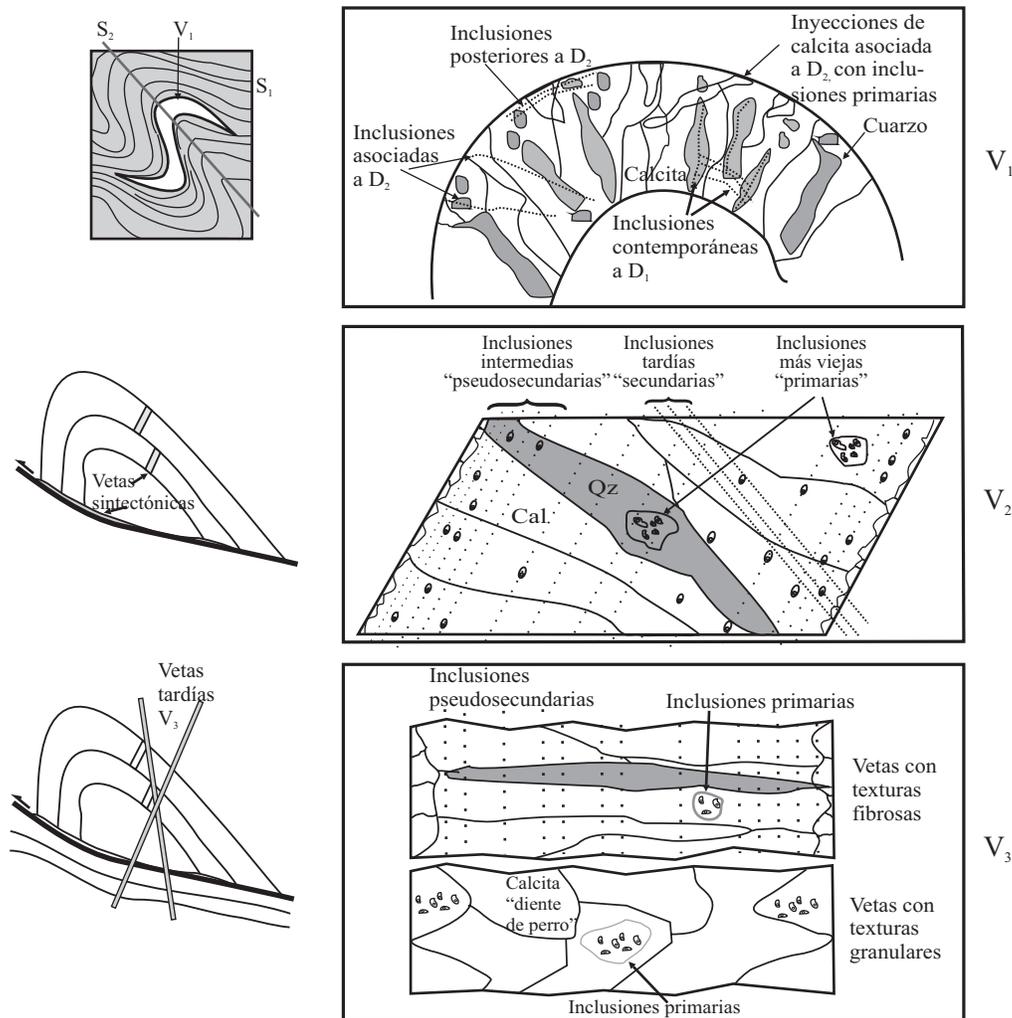


Figura 13. Diferentes aspectos de la textura de las vetas analizadas que se usaron como criterios para seleccionar los diferentes grupos de inclusiones fluidas con base en las observaciones petrográficas de inclusiones fluidas realizadas en las secciones analizadas, las cuales se pueden consultar en Fitz-Díaz (2004). En las vetas  $V_1$  se usaron criterios de sobreposición y cinemáticos de microestructuras para discriminar los planos de microfracturas secundarias a  $D_1$  de las microfracturas con inclusiones pseudosecundarias intercrystalinas perpendiculares a las fibras de cuarzo. En las vetas  $V_2$  también se usaron criterios de sobreposición de microfracturas que, de acuerdo con el concepto de *crack-seal*, son mayoritariamente de carácter pseudosecundario. Como se observa en el esquema, las microfracturas con inclusiones fluidas secundarias posteriores a  $D_2$  son menos abundantes que en las vetas  $V_1$ . En las vetas  $V_3$  se encuentran escasos sistemas de microfracturas, y la mayor parte de inclusiones observadas son primarias.

a las vetas  $V_2$  (Tabla 1). Las inclusiones estudiadas en las muestras de vetas  $V_2$  presentan tamaños que varían entre 5 y 15  $\mu\text{m}$ , con forma de cristal negativo de calcita. Las inclusiones primarias correspondientes a la fase  $D_2$  en las vetas  $V_2$  se encuentran en las zonas centrales de los cristales, o bien sobre planos intragranulares. Las inclusiones pseudosecundarias están distribuidas sistemáticamente sobre microfracturas paralelas a las paredes de la veta y a grupos de fragmentos de la roca encajonante que sugieren un mecanismo de formación de las vetas de tipo *crack-seal* (Figuras 11b y 13). Las temperaturas de homogeneización en las dos AIF de la muestra VB-73 arrojaron resultados muy parecidos, lo que sugiere que ambas AIF son contemporáneas o penecontemporáneas. En las muestras analizadas se

obtuvieron  $T_h$  entre 167° y 202 °C, y  $T_{mi}$  de alrededor de -3 °C (Tabla 1, Figura 14), con salinidades equivalentes de 5.2 % en peso de NaCl equivalente.

En las muestras VB-78 y VB-101 de vetas  $V_3$  se encontraron inclusiones fluidas primarias de gran tamaño, alojadas en superficies de crecimiento en cristales escalenoédricos de calcita. Las inclusiones fluidas pseudosecundarias se encuentran distribuidas a lo largo de microfracturas selladas. Estas inclusiones presentan tamaños homogéneos y morfologías de cristal negativo de calcita. De las dos muestras analizadas se obtuvieron  $T_h$  de 210–220 °C y  $T_{mi}$  entre -2.8° y -1.6 °C, que corresponden a salinidades entre 2.6 y 4.6 % en peso de NaCl equivalente (Tabla 1, Figura 14).

Tabla 2. Datos de microtermometría de inclusiones fluidas en vetas de deformación V<sub>1</sub>, V<sub>2</sub> y V<sub>3</sub>.

Muestra	AIF	Observaciones	Edad de AIF relativa a D <sub>2</sub>	Mineral	Tamaño de inclusiones (µm)	Relación líquido/vapor	T <sub>h</sub> Tmin/Tprom/ Tmax (No.)	T <sub>mi</sub> Tmin/Tprom/ Tmax (No.)	Salinidad (% en peso NaCl eq.)
VB-44d, V <sub>1</sub>	VB-44d-a	Veta emplazada en filita calcárea, formada 80% por cuarzo y 20% por calcita. Inclusiones fluidas paralelas fibras de cuarzo, pero cortan a microfracturas perpendiculares a éstas.	Contemporánea a D <sub>2</sub>	cuarzo	5 a 12	0.85	168/171/ 174 (13)	-2.4/-2.6/ -2.8 (11)	3.9/4.2/4.6
	VB-44d-b	Veta emplazada en filita calcárea, formada 90% por cuarzo y 10% por calcita. Inclusiones fluidas paralelas fibras de cuarzo, pero cortan a microfracturas perpendiculares a éstas.	Contemporánea a D <sub>2</sub>	cuarzo	4 a 7	0.85	161/164/167 (12)		
VB-24, V <sub>1</sub>	VB-24-a	Veta emplazada en filita calcárea, formada 90% por cuarzo y 10% por calcita. Inclusiones fluidas paralelas fibras de cuarzo.	Anterior a D <sub>2</sub>	cuarzo	10 a 4	0.8	203/208/ 213 (5)	-2.7/-2.9/ -3.1 (4)	4.4/4.7/5.0
	VB-24-b	Inclusiones fluidas en microfracturas con orientación oblicua respecto a las fibras.	Contemporánea a D <sub>2</sub>	cuarzo	4 a 7	0.85	187/191/ 195 (4)		
	VB-24-c	Inclusiones fluidas primarias en calcita precipitada durante D <sub>2</sub> .	Contemporánea a D <sub>2</sub>	calcita	3 a 7	0.90-0.85	171/177/ 183 (18)	-2.8/-3.0/ -3.2 (5)	4.6/4.9/5.2
VB-8, V <sub>1</sub>	VB-8-a	Veta emplazada en filita calcárea con sericita, formada 80% por cuarzo y 20% por calcita. Inclusiones fluidas intragranulares paralelas a fibra de cuarzo.	Anterior a D <sub>2</sub> y contemporánea? a D <sub>1</sub>	cuarzo	4 a 10	0.8	232/250/ 268 (9)	-3.5/-3.8/ -4.1 (5)	5.6/6.1/6.5
	VB-8/b	Inclusiones primarias dentro de un cristal de calcita.	Contemporánea a D <sub>2</sub>	calcita	6 a 15	0.85	159/172/ 185 (15)		
VB-162A, V <sub>1</sub>	VB-162A-a	Veta en filita calcáreo-carbonosa, formada 90% por cuarzo, 10% por calcita. Inclusiones fluidas intragranulares perpendiculares a las fibras de cuarzo.	Anterior a D <sub>2</sub> y posterior a D <sub>1</sub>	cuarzo	6 a 10	0.8	226/246/ 266 (20)	-4.6/-4.7/ -4.8 (15)	7.2/7.4/7.5
	VB-162A-b	Inclusiones fluidas en microfracturas oblicuas a las fibras.	Más joven que D <sub>2</sub>	cuarzo	4 a 7	0.9	122/131/ 141 (4)	-1.1/-1.5/ -1.9 (4)	1.8/2.5/3.1
VB-176D, V <sub>1</sub>	VB-176D-a	Veta emplazada en filita calcáreo-carbonosa, formada predominantemente por cuarzo. Inclusiones fluidas en microfracturas subparalelas a las fibras de cuarzo.	a más vieja que b	cuarzo	6 a 12	0.90-0.85	152/157/ 162 (16)		
	VB-176D-b	Inclusiones fluidas localizadas sobre el límite de subgrano de cuarzo.	b más vieja que c (contemporánea a D <sub>2</sub> )	cuarzo	5 a 8	0.90-0.86	162/165/ 168 (4)		

Tabla 2. (Continuación).

Muestra	AIF	Observaciones	Edad de AIF relativa a D <sub>2</sub>	Mineral	Tamaño de inclusiones (μm)	Relación liq/vap	T <sub>h</sub> Tmin/Tprom/ Tmax (No.)	T <sub>mi</sub> Tmin/Tprom/ Tmax (No.)	Salinidad (% en peso NaCl eq.)
	VB-176D-c	Inclusiones fluidas localizadas sobre el límite de subgrano de cuarzo.	c más joven que b	cuarzo	3 a 6	0.9	147/155/ 163 (6)		
	VB-176D-d	Sobre microfracturas paralelas a la pared de la veta, PS?	Contemporánea a D <sub>2</sub>	calcita	4 a 8	0.9	154/160/166 (12)	-2.1/-2.2/2.4 (8)	3.4/3.6/3.9
VB-73, V <sub>2</sub>	VB-73	Veta emplazada en filita de sericita y clorita, formada 90% por calcita y 10% por cuarzo. Inclusiones fluidas en microfracturas paralelas a la pared de la veta, PS?	Contemporánea a D <sub>2</sub>	calcita	4 a 8	0.9	159/167/175 (18)	-3.1/-3.2/-3.4 (3)	5.0/5.2/5.5
VB-174D V <sub>2</sub>	VB-174D	Veta en filita calcárea con sericita, formada predominantemente por calcita. Inclusiones fluidas intragranular, posiblemente primarias.	Contemporánea a D <sub>2</sub>	calcita	5 a 20	0.9	195/202/209 (20)		
VB-78, V <sub>3</sub>	VB-78	Veta en filita calcárea, formada casi 100% por cuarzo. Inclusiones fluidas intragranulares, posiblemente primarias.	Posterior a D <sub>2</sub>	calcita	10 a 40	0.8	192/204/216 (27)	-1.5/-1.6/-1.7 (6)	2.5/2.6/2.8
VB-101, V <sub>3</sub>	VB-101-a	Veta en filita calcárea, formada casi 100% por cuarzo. Inclusiones fluidas intragranulares, posiblemente primarias.	Posterior a D <sub>2</sub>	calcita	7 a 12	0.8	210/220/230 (27)	-2.7/-2.8/-2.9 (18)	4.4/4.6/4.7
	VB-101-b	Inclusiones fluidas intragranulares, posiblemente primarias.	Posterior a D <sub>2</sub>	cuarzo	4 a 12	0.85	220/225/230 (15)		

T<sub>h</sub>: Temperatura de homogeneización; T<sub>mi</sub>: Temperatura de fusión de hielo; AIF: Asociación de inclusiones fluidas; PS: Inclusiones pseudosecundarias.

## DISCUSIÓN

En la Figura 15 se resume la historia de deformación de las rocas cretácicas de Valle de Bravo. Así, reconocemos que la fase D<sub>1</sub> es un evento de deformación penetrativo a escala de grano en todas las litologías, mientras que sólo en láminas delgadas de rocas de grano fino (filita carbonosa y filita de sericita y clorita) se observa el desarrollo de un crucero plisante (clivaje de crenulación) S<sub>2</sub>. Éste muestra dominios espaciados hasta un orden de magnitud mayor que la foliación S<sub>1</sub> (Figuras 7d y 7e). Las estructuras de la fase D<sub>3</sub> no muestran desarrollo de foliación, y las fallas están espaciadas por metros. Si consideramos el espaciado de la foliación como un parámetro para determinar la intensidad de la deformación al comparar las fases D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>, de acuerdo con Passchier y Trouw (1996), resulta que el evento de deformación por acortamiento más intenso corresponde a la fase D<sub>1</sub> y el menos intenso a la fase D<sub>3</sub>. Por otro lado, los pliegues isoclinales de la fase D<sub>1</sub> se encuentran en el campo de pliegues de la clase 3 de Ramsay (1967) (Figura

5e), mientras que los pliegues abiertos a cerrados de la fase D<sub>2</sub> son bimodales, de forma que los más competentes se encuentran en el campo de la clase 1C y los formados en litologías más incompetentes en el campo de la clase 3 (Figura 7c). Por lo tanto, el acortamiento durante la fase D<sub>1</sub> fue mayor que durante la fase D<sub>2</sub>, puesto que penetra hasta escala de grano en todas las litologías y el estilo de los pliegues (Clase 3 de Ramsay, 1967, p. 361) indica una mayor distorsión interna de las capas.

Por otra parte, las vetas V<sub>1</sub>, asociadas a la fase D<sub>1</sub>, en su mayoría se emplazaron entre los planos de foliación, mientras que las vetas V<sub>2</sub>, desarrolladas durante la fase D<sub>2</sub>, se emplazaron sobre los planos de cizalla asociados a la fase D<sub>2</sub>, o bien, perpendiculares es estos (Figura 12). Las vetas V<sub>1</sub> son más abundantes que las vetas V<sub>2</sub>, puesto que durante la fase D<sub>1</sub> hubo un mayor desarrollo de foliación que durante la fase D<sub>2</sub>. El mecanismo de deformación dominante que dio lugar a S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> fue la disolución por presión (Rutter, 1976, *in* Passchier y Trouw,

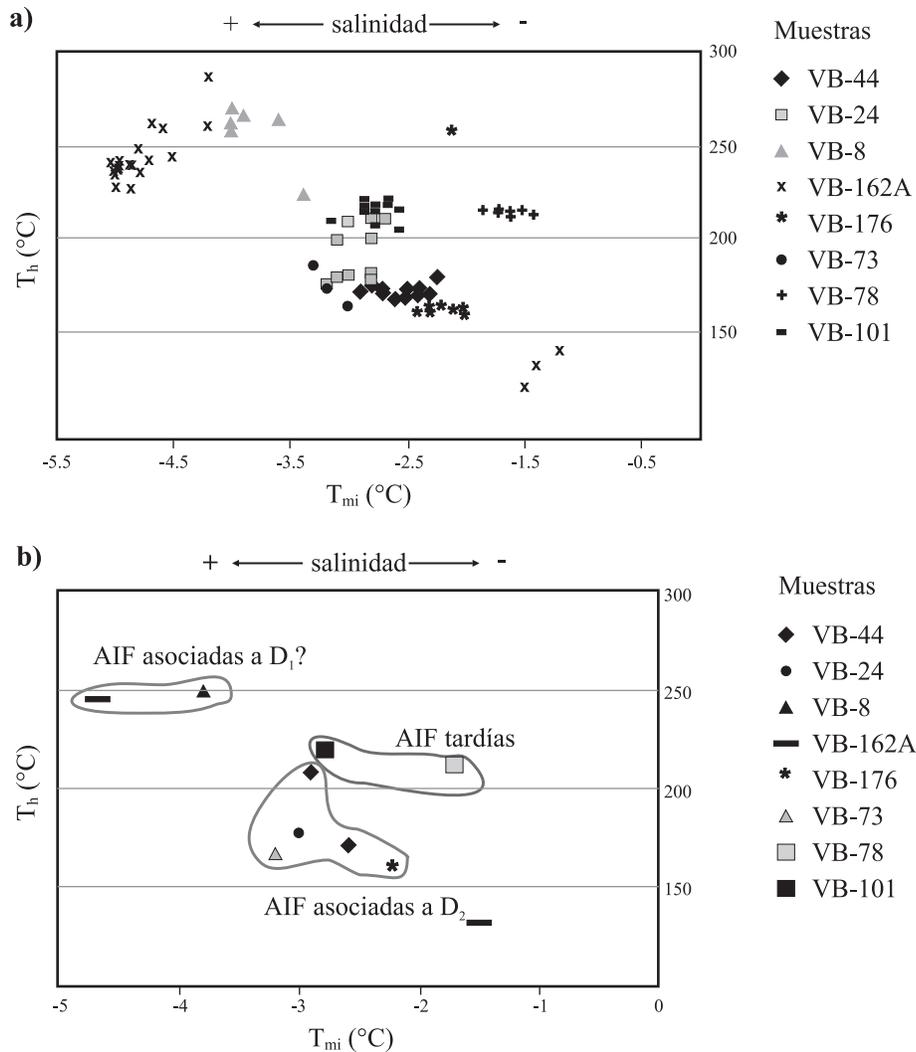


Figura 14. Diagramas de correlación entre temperaturas de homogeneización ( $T_h$ ) y temperaturas de fusión de hielo ( $T_{mi}$ ) en inclusiones fluidas analizadas en las vetas de las generaciones  $V_1$ ,  $V_2$  y  $V_3$ . a: Inclusiones fluidas individuales. b: Asociaciones de inclusiones fluidas (AIF) representativas de cada evento de deformación. Nótese que las inclusiones fluidas de formación más temprana, asociadas a la fase  $D_1$ , presentan las temperaturas de homogeneización y salinidades más altas, mientras que las inclusiones fluidas asociadas a la fracturamiento tardío, presentan las temperaturas de homogeneización y salinidades más bajas.

1996; Knipe, 1989), a través del cual, los fluidos activos durante la deformación incorporan material soluble como  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{SiO}_2$ , dejando sobre los planos de foliación material residual (Figuras 5c, 7b, 7d y 7e). Este proceso es seguido normalmente por el de transferencia de solución (Durney, 1972), a través del cual se disuelven minerales, se transporta el material en solución y se deposita en lugares u orientaciones de mínima compresión. Eventualmente, también el lugar de depósito de las vetas es condicionado por la fábrica de la roca, como en el caso de las vetas  $V_1$  alojadas sobre los planos  $S_1$ . Dado que el mecanismo de disolución por presión fue dominante durante la fase  $D_1$  con respecto a la fase  $D_2$ , se generó una mayor cantidad de vetas asociadas a  $D_1$ .

La variación en la composición de vetas con el tiem-

po se manifiesta por un empobrecimiento progresivo en la cantidad de cuarzo depositado con respecto a la calcita, lo cual puede explicarse de dos maneras. Por un lado, que la disolución de grandes cantidades de  $\text{SiO}_2$  durante la fase  $D_1$  dejó empobrecida a la roca en este mineral y así, durante fases posteriores habría mayor disponibilidad relativa de  $\text{CaCO}_3$ . Por el otro, el  $\text{SiO}_2$  se disolvió más fácilmente a temperaturas relativamente altas, sólo alcanzadas durante  $D_1$ , como lo demuestra el crecimiento de minerales metamórficos durante  $D_1$ , no desarrollados durante  $D_2$ , y los datos de microtermometría de inclusiones fluidas obtenidos en este trabajo. Debido a que estas rocas presentan altos contenidos modales en cuarzo, ocasionalmente de más del 50% de la roca, la primera explicación no es totalmente plausible.

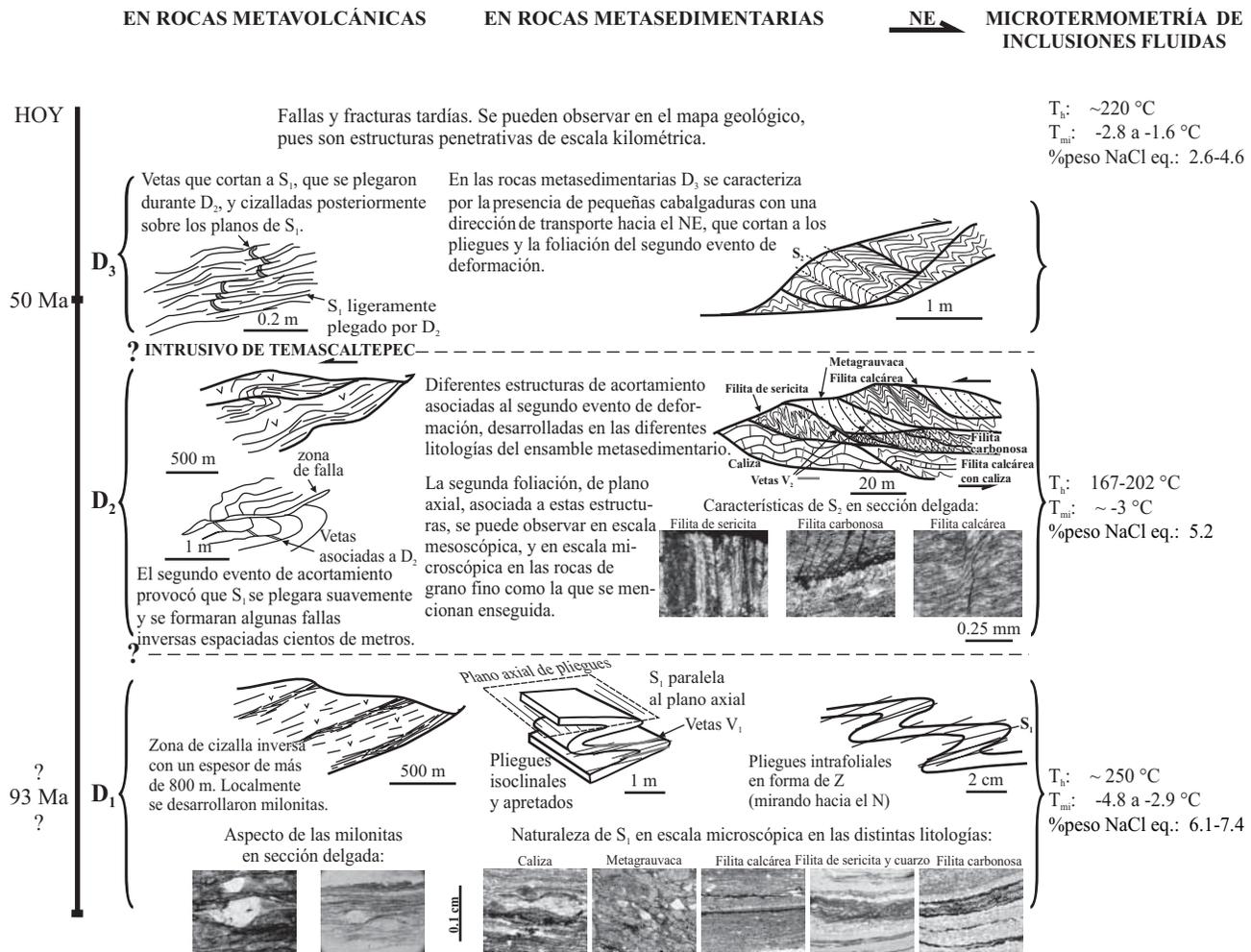


Figura 15. Resumen de la historia de deformación de los ensambles metasedimentario y metavolcánico cretácicos en el área de estudio. Nótese la escala a la que son penetrativas las estructuras para las diversas litologías. En la columna de la derecha se muestran además, los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas asociadas a cada caso.

La interpretación de la exhumación progresiva de las rocas del área asociada a sucesivos eventos de deformación por acortamiento es consistente con diferentes observaciones hechas en este trabajo. Una de ellas es el carácter progresivamente más quebradizo de la deformación de las rocas, que se manifiesta en una penetratividad progresivamente menor de la deformación. Los datos de temperatura de homogeneización obtenidos en inclusiones fluidas de vetas asociadas a los eventos de acortamiento son relativamente menores en las vetas más jóvenes. Finalmente, la fase D<sub>1</sub> se produjo en condiciones de metamorfismo de muy bajo grado, en facies de prehnita-pumpellyita (Sánchez-Zavala, 1993; Elías-Herrera, 2004), a diferencia de las fases D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>, en las que no ocurrió metamorfismo (Figura 16). Todos estos datos indican condiciones cada vez más someras de la deformación.

Los eventos D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub> no pueden ser explicados en términos de un solo evento de deformación progresiva continua, sino como tres fases de deformación distintas,

porque presentan características de penetratividad de las estructuras distintas, cinemática diferente y relaciones de sobreposición muy claras (Figura 16). No obstante, pueden estar asociadas a un mismo evento orogénico con tres diferentes pulsos, puesto que en los tres casos prácticamente se mantiene la dirección de acortamiento principal. La edad de los eventos D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub> puede constreñirse utilizando los siguientes datos: 1) las edades de cristalización <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar de 103 y 93 Ma de las lavas almohadilladas incluidas en el EMS y lavas andesítico-basálticas incluidas en el EMV, respectivamente (Elías-Herrera et al., 2000), y 2) las edades de 48.6±2 Ma y 51±3 Ma del intrusivo de Temascaltepec (Jacobo-Albarrán, 1986 en Elías-Herrera, 1993a), el cual corta las fases D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub>. Por lo tanto, D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub> pueden asociarse a la deformación laramídica, si bien no es claro si la edad obtenida de las lavas almohadilladas corresponde a la edad de cristalización o bien al metamorfismo durante D<sub>1</sub>, puesto que este evento de deformación es penetrativo a escala de grano y puede haber rehomogeneizado el sistema

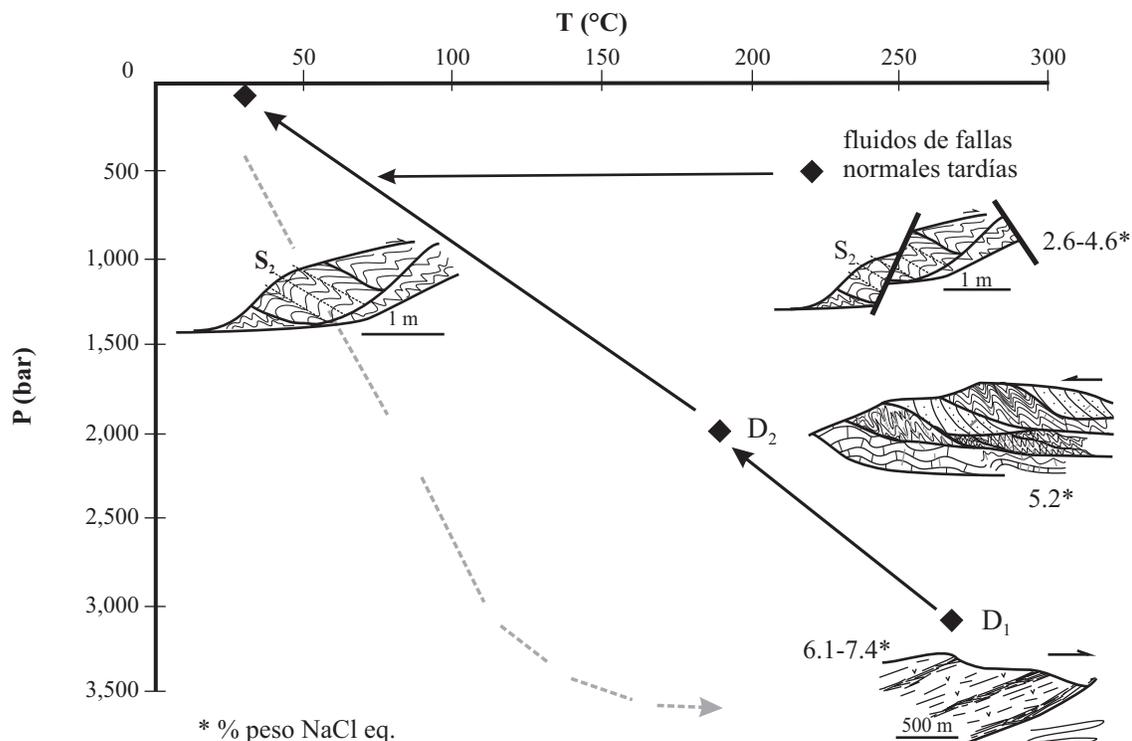


Figura 16. Posible trayectoria  $P$ - $T$  de las rocas de Valle de Bravo durante su exhumación, determinada considerando las temperaturas de homogeneización  $T_h$ , que corresponden a las temperaturas mínimas de atrapamiento, así como los datos de  $T$  y  $P$  determinados para las facies de prehnita-pumpellyita asociadas a  $D_1$  documentadas en las rocas metavolcánicas por Sánchez-Zavala (1993) y Elías-Herrera (2004).

isotópico durante  $D_1$ , indicando una edad entre el Albiano y Cenomaniano para esta primera fase.

## CONCLUSIONES

Se caracterizaron tres fases de deformación por acortamiento ( $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ ), que experimentaron las rocas metasedimentarias (EMS) y metavolcánicas (EVM) del área de Valle de Bravo durante su exhumación. La fase  $D_1$  está regionalmente asociada al cabalgamiento del EMV sobre el EMS, con una dirección de transporte hacia el NE. La fase  $D_2$ , en cambio, tiene una dirección general de transporte hacia el SW, y la fase  $D_3$  tiene de nuevo una dirección de transporte hacia el NE.

La abundancia de las vetas  $V_1$  desarrolladas durante  $D_1$  con respecto a las vetas  $V_2$ , que crecieron durante  $D_2$ , se puede explicar en términos de penetratividad de la deformación. En otras palabras, los procesos de deformación a escala microscópica en condiciones de metamorfismo de muy bajo grado, dominantes durante  $D_1$ , permitieron una mayor movilización de material soluble que los procesos ocurridos a escala mesoscópica, dominantes durante  $D_2$ .

Las vetas  $V_1$  y  $V_2$  se formaron a partir de fluidos "locales", que se emplazaron en equilibrio térmico con la roca encajonante, poco después o durante el pico máximo de deformación. Las vetas  $V_3$ , en cambio, se asocian a fallas

normales que cortan a las rocas plio-cuaternarias del área, y por lo tanto, provienen de fluidos relativamente profundos que circularon a lo largo de ellas.

El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas en estas tres generaciones de vetas, arrojó temperaturas de atrapamiento mínimas para las mismas. Los resultados obtenidos en las vetas  $V_1$  y  $V_2$  son congruentes con una exhumación progresiva esperable a partir de las observaciones petrográficas, el metamorfismo (o la ausencia de éste) y la penetratividad de la deformación.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo sintetiza los resultados de la tesis de maestría que el primer autor realizó en el Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, bajo la dirección del segundo autor y la asesoría de los tres últimos autores. Se agradece sinceramente a Consuelo Macías, Teodoro Hernández, Diego Aparicio y Enrique Gonzalez-Torres, miembros del personal de los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, quienes contribuyeron de varias maneras para que este trabajo cristalizara. Así mismo, el primer autor agradece al CONACYT por la beca 165565, que permitió financiar sus estudios.

De igual forma agradece a Ma. Fernanda Campa-Uranga, Elena Centeno-García, José Luis Sánchez-Zavala y

Mariano Elías-Herrera por compartir su conocimiento sobre la geología del Terreno Guerrero, que permitió enriquecer este trabajo.

## REFERENCIAS

- Bodnar, R.J., Vityk, M.O., 1994, Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions, *en* De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (eds.), *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*: Blacksburg, VA, Virginia Polytechnic Institute and State University, 117-130.
- Bons, P., 2000, The formation of veins and their microstructures (en línea): *Journal of the Virtual Explorer*, v. 2, "Stress, Strain and Structure" <<http://virtualexplorer.com.au/journal/>>.
- Boullier, A.M., 1998, Fluid inclusions: tectonic indicators: *Journal of Structural Geology*, 21, 1229-1235.
- Brown, P.E., Hagemann, S.G., 1994, MacFlinCor: computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation, *en* De Vivo, B., Frezzotti, M.L. (eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*: Blacksburg VA, Virginia Polytechnic Institute and State University, 231-250.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R.A., 1974, La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, Gro.: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 35, 7-28.
- Campa-Uranga, M.F., Flores, R., Guerrero, P., Ramírez, B.R., Ramírez, J., Vázquez, M., 1977, La evolución tectónica y la mineralización en la región de Valle de Bravo, Edo. de México e Iguala, Gro.: *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México (AIMMGM), Memoria Técnica* 12, 143-169.
- Chapple, W.M., 1978, Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts: *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1189-1198.
- Cosgrove, J.W., 1993, The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession: *Journal of Structural Geology* 15, 491-500.
- Crawford, M.L., 1992, Fluid inclusions: What we can learn?: *Earth Science Reviews*, 32, 137-139.
- Crispini, L., Frezzotti, M.L., 1998, Fluid inclusion evidence for progressive folding during decompression in metasediments of the Voltri Group (Western Alps, Italy): *Journal of Structural Geology*, 20, 1733-1746.
- Durney, D.W., 1972, Solution-transfer, an important geological deformation mechanism: *Nature*, 235, 315-317.
- Elías-Herrera, M., 1993a, Estratigrafía y recursos minerales del Estado de México: Gobierno del Estado de México-Universidad Nacional Autónoma de México, informe técnico, 356 p.
- Elías-Herrera, M., 1993b, Geology of the southern Guerrero Terrane, *en* First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guide book of field trip B: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 12-21.
- Elías-Herrera, M., 2004, Geología Pre-cenozoica de la región de Tejuzilco, Estado de México y sus implicaciones tectónicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis doctoral, 201 p.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from Guerrero Terrane in the Tejuzilco area, southern México: new constrains on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences, Special Issue, Geologic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico*, 13, 355-376.
- Fisher, D.M., Brantley, S.L., 1992, Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone: *Journal of Geophysical Research*, 97-B13, 20,043-20,061.
- Fitz-Díaz, E., 2004, Historia de deformación de las rocas metasedimentarias cretácicas de Valle de Bravo, Edo. de México, y resultados preliminares de microtermometría de la deformación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 92p.
- Foreman, L.J., Dunne, M.W., 1991, Conditions of vein formation in the southern Appalachian foreland: constraints from vein geometries and fluid inclusions: *Journal of Structural Geology*, 13, 1173-1183.
- Fries, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Boletín del Instituto de Geología*, 60, 236 p.
- Fyfe, W.S., Kerrich, R., 1985, Fluids and Thrusting: *Chemical Geology*, 49, 353-362.
- Gamond, J.F., 1983, Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models: *Journal of Structural Geology*, 5(1), 33-45.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: Tulsa, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course, 31, 199 p.
- Guerrero, M., Talavera, O., Ramírez, J., Rodríguez, J., 1993, Estratigrafía y características de depósito del conjunto petrotectónico de Teloloapan, Terreno Guerrero, Mexico, *en* Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, pp. 61-63.
- Hodgkins, M.A., Stewart, K.G., 1994, The use of fluid inclusions to constrain fault zone pressure, temperature and kinematic history: an example from the Alpi Apuane, Italy: *Journal of Structural Geology*, 16(1), 85-96.
- Hubbert, M.K., Rubey, W.W., 1959, Role of fluid pressure in mechanics of over-thrust faulting: *Geological Society of America, Memoir*, 70, 115-166.
- Hudleston J.P., 1989, The association of folds and veins in shear zones: *Journal of Structural Geology*, 11(1), 949-957.
- Jaimes-Viera, M.C., Aguirre-Díaz, G.J., Nieto-Obregón, J., 2003, The Valle de Bravo volcanic field: a new report of a Quaternary monogenetic field in the Mexican volcanic belt, *en* Geological Society of America, 99th Cordilleran Section Annual Meeting, Libro de resúmenes, 35(4), p. 8.
- Jessell, W.M., Willman, E.C., Gray D.R., 1994, Bedding parallel veins and their relationship to folding: *Journal of Structural Geology*, 16(6), 753-767.
- Kenis, I., Muchez, P., Sintubin, M., Mansy, J.L., Lacquement, F., 2000, The use of a combined structural, stable isotope and fluid inclusion study to constrain the kinematic history at the northern Variscan zone (Betrechies, northern France): *Journal of Structural Geology*, 22, 589-602.
- Knipe, R.J., 1989, Deformation mechanisms, recognition from natural tectonites: *Journal of Structural Geology*, 11, 127-146.
- Meere, P.A., 1995, High and low density fluids in quartz vein from the Irish Variscides: *Journal of Structural Geology*, 17(3), 435-446.
- McCaig, A.M., Tritlla, J., Banks, D.A., 2000, Fluid mixing during Pyrenean Thrusting: Evidence for fluid inclusion halogen ratios: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19), 3395-3412.
- Oliver, N.H.S., 1996, Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism: *Journal of Metamorphic Petrology*, 14, 477-492.
- Oliver, N.H.S., Bons, P., 2001, Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure: *Geofluids*, 1, 137-162.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20(3), 177-202.
- Passchier, C.W., 2001, Flanking structures: *Journal of Structural Geology*, 23(6-7), 951-962.
- Passchier, C.W., Trouw R.A.J., 1996, *Microtectonics*: Berlin, Springer, 296 p.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*: New York, McGraw-

- Hill, 568 p.
- Ramsay, J.G., 1980, The Crack-Seal mechanism of rock deformation: *Nature*, 284, p. 135-139.
- Roedder, E., 1981, Problems in the use of fluid inclusions to investigate fluid-rock interactions in igneous and metamorphic processes: *Fortschritte der Mineralogie*, 59, 267-302.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- Rye, D.M., Bradbury, H.J., 1988, Fluid flow in the crust: an example from a Pyrenean Thrust ramp: *American Journal of Science*, 288, 197-235.
- Salinas-Prieto, J.C., 1994, Etude structurale du sud-ouest Mexicain (Guerrero). Analyse microtectonique des déformations ductiles du Tertiaire inférieur: Orleans, Francia, Universidad de Orleans, Tesis Doctoral, 228 p.
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue, Geologic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico, 13, 389-402.
- Sánchez-Zavala, J.L., 1993, Secuencia volcano-sedimentaria del Jurásico superior-Cretácico Arcelia-Otzolopan (Terreno Guerrero), área de Valle de Bravo-Zacazonapan, Estado de México: Petrografía, Geoquímica, Metamorfismo e Interpretación Tectónica Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 100 p.
- Sibson R.H., McMoore, Rankin A.H., 1975, Seismic pumping –a hydro-thermal fluid transport mechanism: *Journal of the Geological Society of London*, 131, 653-659.
- Talavera-Mendoza, O., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue: Geologic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico, 13, 337-354.
- Tolson, G., 1993, Structural geology and tectonic evolution of the Santa Rosa area, SW Mexico State, Mexico, *Geofísica Internacional*, 32-3, 397-413.
- Tolson, G., 2005, FracAnalysisV18 (programa en línea): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, <[http://geologia.igeolcu.unam.mx/Tolson/SoftWare/Public\\_Domain\\_Software.html](http://geologia.igeolcu.unam.mx/Tolson/SoftWare/Public_Domain_Software.html)>.
- Touret, J., 2001, Fluids in Metamorphic Rocks: *Lithos*, 55, 1-25.
- Turner, F.J., Weiss, L.E., 1963, *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*: New York, McGraw-Hill, 545 p.
- Urai, J.L., Williams, P.F., van Roermund, H.L.M., 1991, Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins: *Journal of Structural Geology*, 13(7), 823-836.
- Vacas-Peña, J.M., 2001, Isogons: a program in Pascal to draw the dip isogons of folds: *Computers & Geosciences*, 27, 601-606.
- Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001, Fluid inclusion petrography: *Lithos*, 55, 27-47.

Manuscrito recibido: Enero 24, 2007

Manuscrito corregido recibido: Octubre 15, 2007

Manuscrito aceptado: Octubre 15, 2007